1857

Actes du Laboratoire de Sédimentaire et de l'Université Paul-Sabatier Toulouse

1994 TOU3 0226
2

DACTYLOGRAPHIÉ

série 2 : mémoires

STRATA

LA RIDE de TALMEST-TAZOULT

(Haut Atlas Central, Maroc)

Lithostratigraphie, Biostratigraphie et relations Tectonique-Sédimentation au cours du Jurassique

Abdelaziz BOUCHOUATA

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE - TOULOUSE
SECTION SCIENCES

D 121 244524 5

Vol. 25 - 1994

La Ride de TALMEST-TAZOULT (Haut Atlas Central, Maroc)

Lithostratigraphie, Biostratigraphie et relations Tectonique-Sédimentation au cours du Jurassique

BOUCHOUATA Abdelaziz

Laboratoire de Stratigraphie Séquentielle et micropaléontologie
Université Paul-Sabatier - 39 allées Jules Guesde
31062 Toulouse Cedex

THESE
D'Université soutenue
le 10 Novembre 1994
à l'Université Paul Sabatier
Tolouse III

STRATA **Série 2, Vol. 25, p. 1-223, 45 fig., 14 pl.** **1994**

RÉSUMÉ.....7

ABSTRACT.....9

INTRODUCTION

1. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....13
2. CADRE GÉOLOGIQUE.....16
3. MÉTHODOLOGIE CHOIX DU SECTEUR.....27

CHAPITRE I : LITHOLOGIE et BIOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION.....33
2. DESCRIPTION DES SÉRIES ÉTUDIÉES.....45
3. ÉVOLUTION LATÉRALE ET CORRÉLATIONS.....119

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

1. BREFS RAPPELS ET MÉTHODOLOGIE.....137
2. APPLICATION AU JURASSIQUE DE TALMEST - TAZOULT.....138
3. RÉFÉRENCE A LA CHARTE DES CYCLES EUSTATIQUES.....164

CHAPITRE III : ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

1. INTRODUCTION.....169
2. PRINCIPALES COMPOSANTES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE.....169
3. MODÈLE PROPOSÉ.....189

CONCLUSION GÉNÉRALE

1. LITHOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....203
2. ORGANISATION SÉQUENTIELLE.....205
3. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE.....206

BIBLIOGRAPHIE.....210

Liste des figures et planches 221

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à adresser mes remerciements aux nombreuses personnes qui m'ont fait profiter de leur expérience, de leurs connaissances ou de leur soutien tout au long de mes recherches, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

J'exprimerai tout d'abord ma reconnaissance à MM. les Professeurs B. PEYBERNES, J. REY et P. SOUQUET de m'avoir accueilli dans leur laboratoire et fait profiter de leur enseignement en maîtrise de Géologie à l'Université Paul SABATIER.

Mr. le Professeur J. CANEROT m'a confié ce passionnant sujet de thèse et a toujours montré beaucoup d'intérêt et d'enthousiasme pour mes travaux. Je lui suis reconnaissant de m'avoir accompagné sur le terrain au cours des différentes phases d'acquisition des nouvelles données et aidé dans mes interprétations. Il a toujours su se montrer disponible et n'a cessé, tout au long de ces quatre années, de me guider et de me conseiller. Malgré les imperfections que contient ce mémoire, je souhaite qu'il y trouve quelque mérite justifiant sa confiance.

Je tiens à remercier MM. les Professeurs E. LAVILLE (Université de Caen) et M. SEGURET (Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier) pour avoir bien voulu rédiger des rapports concernant mon mémoire de thèse.
Mr. J. REY, Président et MM. P. SOUQUET, B. PEYBERNES, E. LAVILLE et A. SOUHEL, membres, constituent, avec J. CANEROT le jury de cette thèse. Je leur sais gré d'avoir bien voulu accepter cette tâche.

Mes vifs remerciements vont aussi à Mr. A. SOUHEL. Il m'a en effet fait partager sa grande expérience de la série jurassique du Haut Atlas. Il a toujours manifesté à mon égard une immense disponibilité sur le terrain.

J'adresse mes remerciements à Mr. B. PEYBERNES pour les déterminations des foraminifères et des algues, ainsi qu'a Mr. Y. ALMERAS (Département des Sciences de la Terre, Université de Lyon) pour les déterminations des brachiopodes.

Ma reconnaissance va aussi à tous ceux ou celles qui m'ont apporté leur efficace concours dans divers domaines techniques : MM. Y. FILHASTRE et R. PUERTOLAS pour la réalisation des lames minces, F. RONCHINI et M. FILHASTRE pour leurs conseils dactylographiques.
Madame P. EICHENE a réalisé avec un soin particulier les graphiques qui illustrent ce mémoire. Qu'elle en soit vivement remerciée.

Je remercie également Mr. DAHMANI, Directeur de la Géologie au Ministère de l'Energie et des Mines qui a facilité la réalisation de ce travail.
La famille El GHAZI, propriétaire de la Mine de Tazoult et MM. OUHAJOU, ingénieur géomètre et El KHAYATTI, ingénieur géologue m'ont encouragé et aidé par leur disponibilité et leur connaissance du terrain et la chaleur de leur acceuil.

Je garderai le meilleur souvenir des personnes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie : Monsieur le Professeur Y. GOURINARD et MM. B. ANDREU, M. BILOTTE, F. BRUNEL, P. CHARCOSSET, R. CISZAK, B. COMPAN, E.-J. DEBROAS, M. ETTACHFINI, M. FRECHENGUES, V. JAMES, E. LARA CORONA, J.L. LENOBLE, A. QAJOUN, M.-J. WALLEZ-FONDECAVE et H. VAN DE POEL.

Je n'oublierai pas mes amis EL HARIRI, CHAFFIKI, GHARIB et FATIMA, avec qui j'ai effectué une de mes missions de terrain sur le Haut Atlas central. Je leur suis très reconnaissant pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée.
Je n'aurais garde d'oublier la famille de L'Haj LAHSSEN (Timghissine) pour sa chaleureuse hospitalité.

Je tiens par ailleurs à rendre un hommage des plus chaleureux à ma famille ainsi qu'aux familles BOUISSOU, ESCOURBIAC, GIRARD et HENRY pour leur aide matérielle et leur soutien moral.

J'adresse enfin une pensée toute particulière à Catherine. Son soutien constant, sa grande patience et sa compréhension ont dans une très large mesure contribué à l'élaboration du présent travail.

C'est donc avec affection que je lui dédie cette thèse.

RÉSUMÉ

La ride de Talmest-Tazoult occupe une position centrale par rapport au rift atlasique. La série sédimentaire reconnue s'y étage du Trias au Néogène.
Le Jurassique est épais (2000 m) et montre des variations notables de faciès et d'environnements allant du continent à la plate-forme externe à travers le milieu margino-littoral et la plate-forme interne.

L'approche géologique a été menée à plusieurs échelles. A partir de la description des différentes formations reconnues et de l'analyse du contenu fossilifère, on a pu élaborer une échelle biostratigraphique locale, fondée sur les brachiopodes et les foraminifères benthiques, calés sur les horizons à ammonites.

Afin d'interpréter la géométrie et l'enchaînement vertical des ensembles sédimentaires reconnus ainsi que les discontinuités qui les séparent, nous avons utilisé les concepts de la Stratigraphie Séquentielle. Ces ensembles ont ainsi été subdivisés en douze séquences de 3ème ordre (S1 à S12), elles-mêmes regroupées en cinq séquences de 2ème ordre couvrant deux cycles de transgression-regression.

Les données ainsi recueillies conduisent à proposer un schéma d'évolution géodynamique intéressant l'intervalle Trias supérieur-jurassique et comportant quatre stades successifs majeurs :

- Trias-Lias inférieur : rifting et installation d'une plate-forme marine, carbonatée, stable, d'extension régionale ;

- Lias moyen : dislocation de la plate-forme avec manifestation du diapirisme et bréchification. La structure diapirique de Talmest-Tazoult, récemment mise en évidence est décrite. Sont établies les relations étroites entre transtension sénestre Ouest-Est, dynamique de blocs, halocinèse, magmatisme, volcanisme, sédimentation et minéralisations en Pb, Zn, Fe et Cu, caractéristiques de notre secteur d'étude ;

- Lias supérieur : mise en place de deux bassins terrigènes fortement subsidents, ceux d'Amezraï au SE et de la Cathédrale au NW, et poursuite du diapirisme sur la ride intermédiaire ;

- Aalénien-Bathonien : comblement et installation d'une nouvelle vaste plate-forme carbonatée. Cette phase se manifeste notamment par la discordance de la série bajocienne et la fossilisation des structures établies durant les stades précédents.

Les dispositifs jurassiques (ride et bassins latéraux) ainsi individualisés jouent un rôle fondamental dans l'évolution ultérieure qui, au Néogène et par transpression, conduira à la mise en place de la chaîne haut atlasique plissée. L'inversion structurale se traduit en particulier par la conversion de la ride de Talmest-Tazoult en un anticlinal aigu et des bassins latéraux en synclinaux à fond plat, avec décollement généralisé de la couverture mésozoïque sur le Trias évaporitique.

ABSTRACT

The Talmest-Tazoult ridge occupies a central position in the Atlasic Rift System. The sedimentary record involves Triassic to Neogene deposits.

The Jurassic series is thick (up to 2000 m). It shows important variations of facies and environment conditions (from continental to external platform including "margino-littoral" and internal platform).

The geological approach has been carried out at different scales. The description of the lithological formations and the analysis of the paleontological record (brachiopods and benthic foraminifera) allow us to propose a local biostratigraphical scale which can be correlated with Ammonite data.

Sequence Stratigraphy concepts have also been used to interprate the geometry, the vertical stacking of the sedimentary units and the related unconformities. These units have been subdivided into twelve third order sequences (S1 to S12) which can be combined into five second order cycles, covering two transgressive-regressive evolution.

Our results lead us to propose a Jurassic geodynamic evolution following the Triassic intra-continental early rifting and involving four major successive stages :

- Lower Liassic : rifting ; set-up of a stable, marine, carbonate platform.

- Middle Liassic : dislocation of the platform ; West-East Senestral transtension induces block tilting and diapirism. The described Talmest-Tazoult ridge shows close relations between tectonics, diapirism, dissolution breccias, magmatism, volcanism, sedimentation and Pb, Zn, Fe and Cu mineralizations.

- Upper Liassic : accelerated distension leads to the development of the lateral subsiding Amezraï and Cathedrale basins on both west and east sides of the Talmest-Tazoult diapiric ridge.

- Dogger : A new carbonate platform occupies the former subsiding areas and intermediate ridge. Horizontal shallowing-upward sediments cover unconformably the underlying liassic infilling. They indicate the end of the block tilting and diapirism period.

The young neogene compressive structures have been deeply influenced by the inherited jurassic distensive ones. So, through structural inversion, the Talmest-Tazoult ridge was converted into a squeezed anticline and the lateral basins into wide synclines with a general "decollement" of the mesozoic cover above the Triassic evaporites.

INTRODUCTION

1. CADRE GÉOGRAPHIQUE 13

2. CADRE GÉOLOGIQUE 16

2.1. Cadre géologique régional

2.2.1. Les grandes unités structurales

2.2.2. Le contexte stratigraphique
2.2.2.1. Le Trias
2.2.2.2. Le Jurassique
2.2.2.3. Le Néogène

2.2.3. Le contexte géodynamique

2.2. Cadre géologique local

3. MÉTHODOLOGIE - CHOIX DU SECTEUR 27

1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région étudiée est située dans le Haut Atlas central (figure 1, 2 et 3), à cent kilomètres au Sud de Beni Mellal. Il s'agit de la ride anticlinale de Tazoult-Talmest, formée par les deux reliefs montagneux de Wawrirout à l'Est et de Jbel Choucht à l'Ouest, alignés sur 25 km selon une direction nord est - sud ouest. A leur pied s'alignent deux dépressions synclinales parallèles à l'axe de la ride : synclinal de la Cathédrale au Nord Ouest, et synclinal d'Amezraî au Sud Est. L'ensemble est traversé par la rivière d'Ahançal qui, avec un tracé sub-méridien, rejoint la vallée plus septentrionale de Ouaouizaght où elle se jette dans le lac de retenue du barrage de Bin El Ouidane.

Le secteur d'étude concerne la partie nord est de la couverture topographique de Zawyat Ahançal, correspondant à la feuille NH. 29XXIV-4, où l'altitude moyenne des reliefs est de deux mille mètres, avec un point culminant de 2661 m dans le Jbel Aguerd n-Igli. Plusieurs mines de plomb (Tazoult), cuivre, zinc et fer sont exploitées dans la région. Leur développement a permis l'aménagement d'une piste qui, joignant Beni Mellal à Azilal par Zawyat Ahançal, permet de recouper l'ensemble orographique du Haut Atlas central.

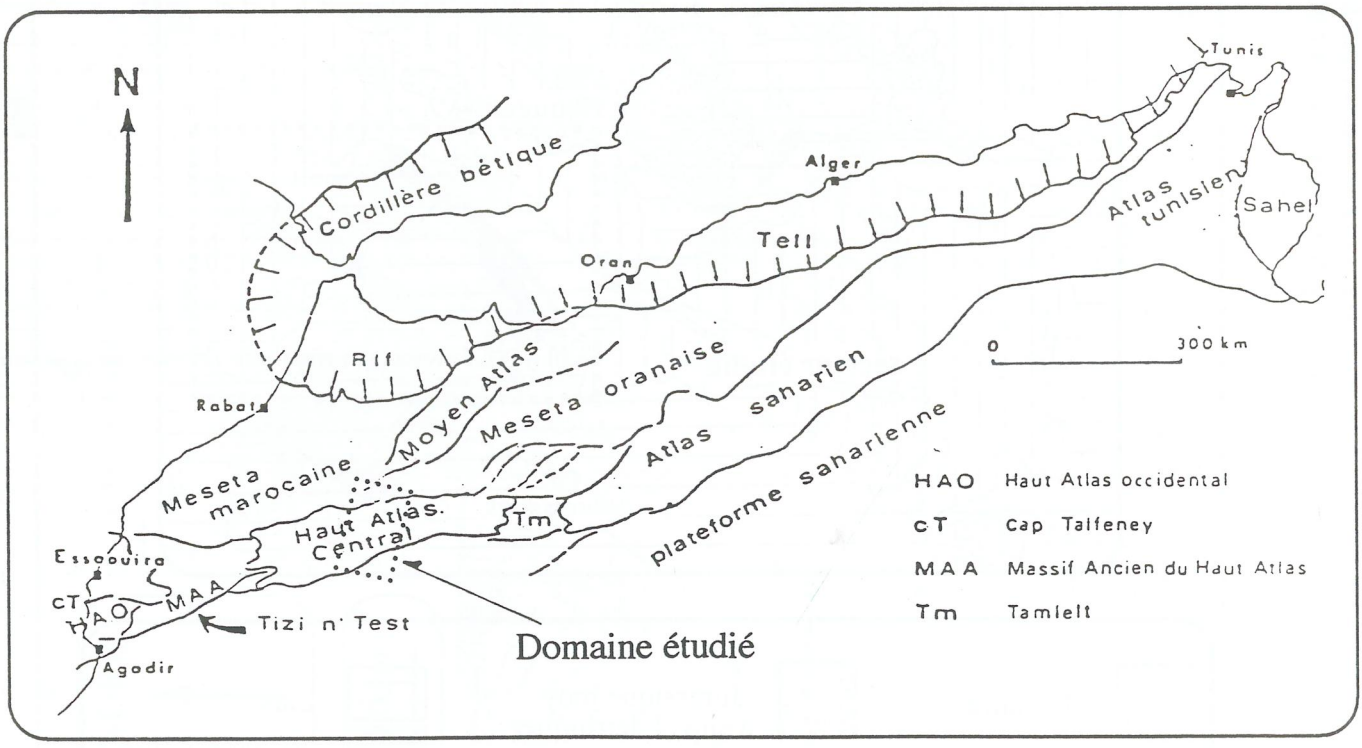


figure 1 : Les grandes unités structurales du domaine atlasique

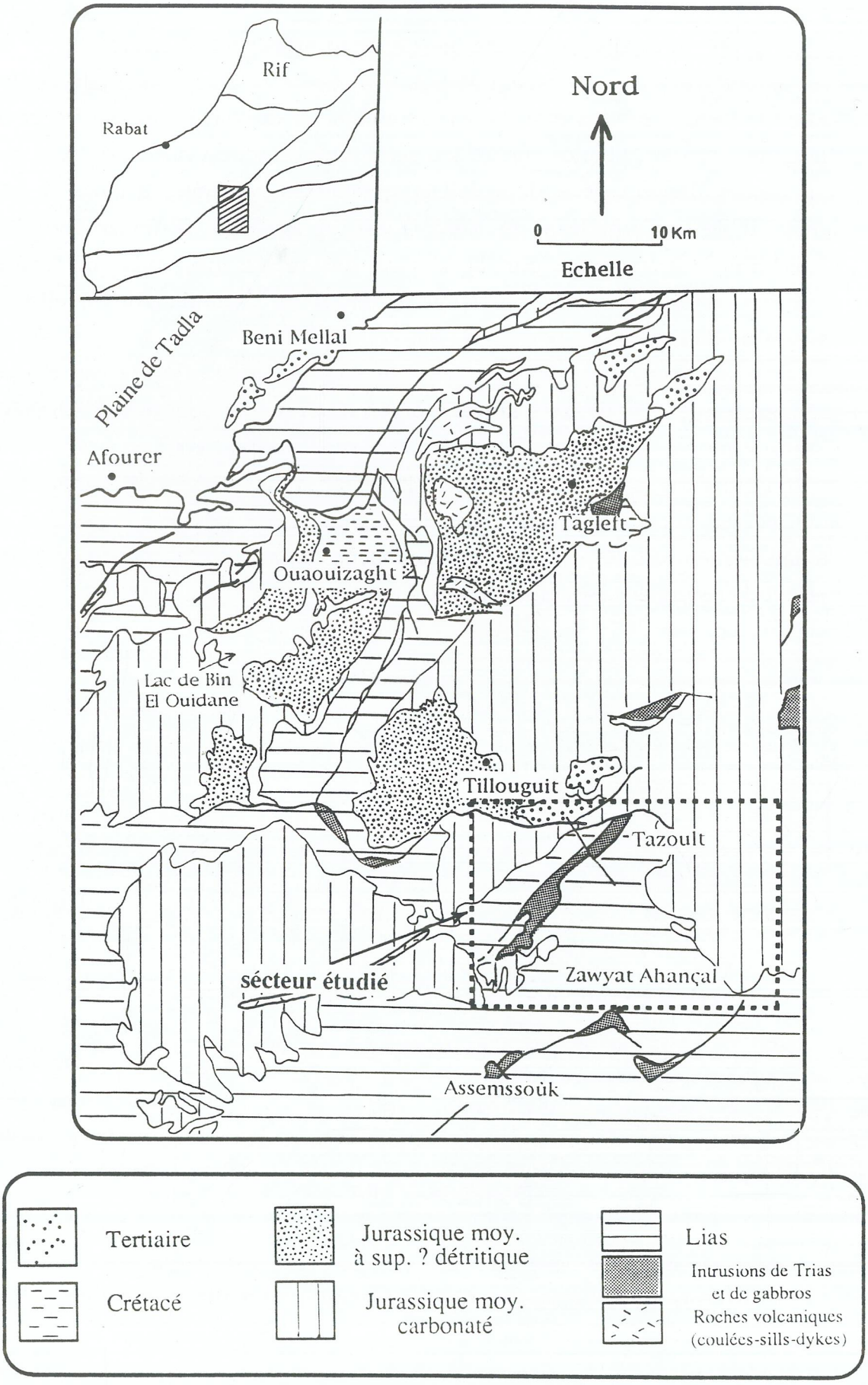


figure 2 : Carte géologique simplifiée , de la région de Beni Mellal-Zawyat Ahançal

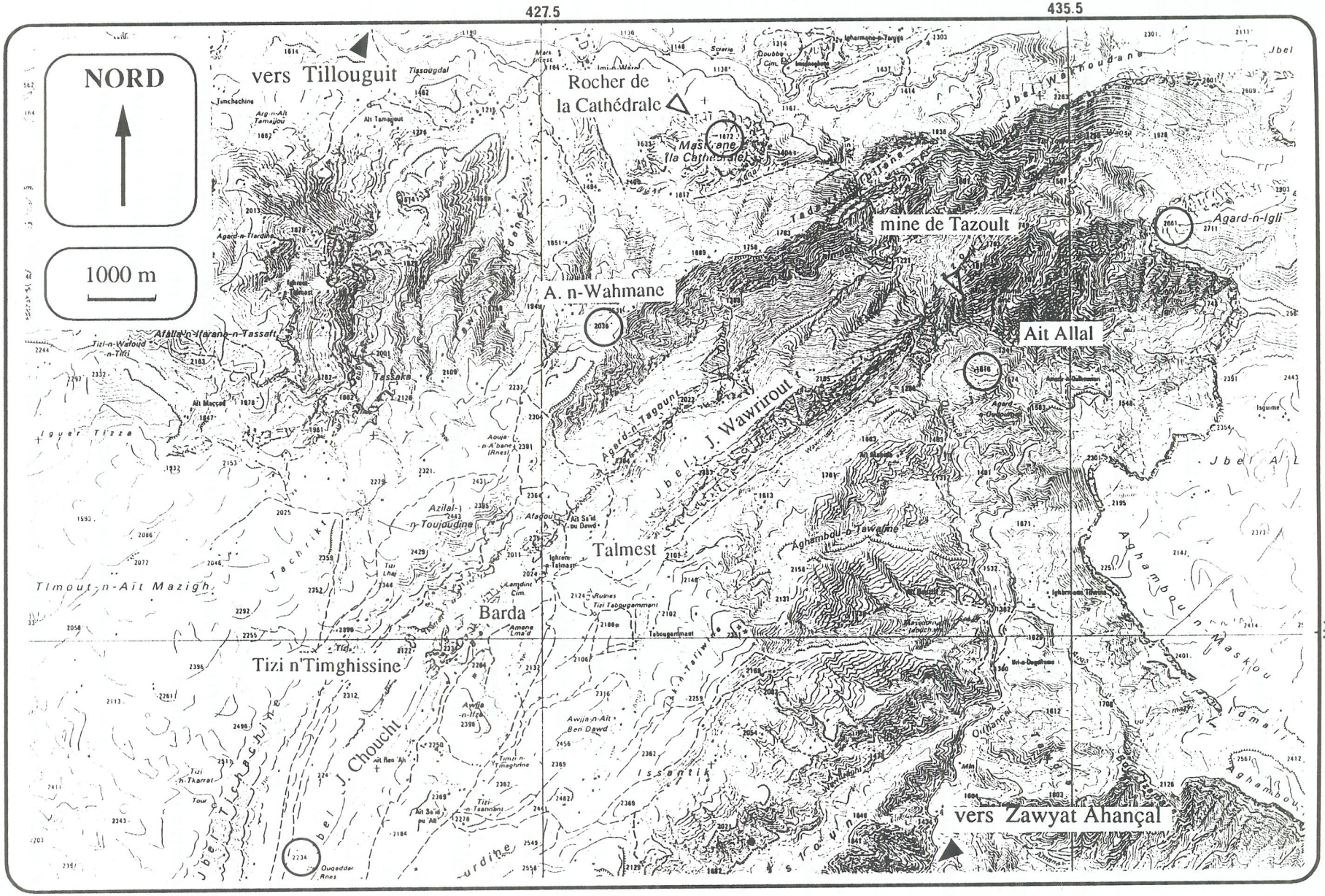


figure 3 : Partie "NE" de la carte topographique de Zawyat Ahançal
au 1/100 000 montrant les principaux reliefs du secteur étudié

2. CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. Cadre géologique régional

2.2.1. Les grandes unités structurales

Le Haut Atlas est une chaîne de montagne intra-continentale tyPiqué (Choubert et Faure Muret, 1962 ; Michard, 1976 ; Mattauer *et al.* 1977), composée de diverses zones qui se différencient par la nature et l'âge du matériel qui les constitue.

La chaîne présente une structure en éventail d'orientation SW-NE, montrant un réseau de plis anticlinaux redressés, aigus, crevés jusqu'au Lias ou au Trias (Laville et Piqué, 1992), disposés en échelon et séparés par de larges synclinaux à remplissage jurassico-crétacé. Cette structuration, induisant une tectonique de socle et de couverture, est probablement le résultat de l'héritage du dispositif en blocs caractéristique du rift jurassique (Canérot et *al.*, 1993).

L'ensemble est généralement subdivisé en trois grandes unités structurales qui sont, d'Est en Ouest (Choubert et Marçais, 1952 ; Michard, 1976 ; Michard *et al.*, 1975) :

- ***le Haut Atlas oriental,*** où la sédimentation est dite de type "atlasique tabulaire". Il présente des dépôts carbonatés mésozoïques et une couverture néogène. L'ensemble laisse localement affleurer le socle hercynien.
- ***Le Haut Atlas central,*** caractérisé par une couverture de type "atlasique plissé", comportant une épaisse série marine d'âge jurassique moyen et supérieur, avec plusieurs intrusions magmatiques d'âge jurassico-crétacé (Laville et Harmand, 1982 ; Laville, 1985). Cette unité englobe notre terrain d'étude.
- La troisième unité représente ***le Haut Atlas occidental.*** Elle est séparée de la deuxième par le massif ancien haut atlasique, qui est caractérisé à l'affleurement par un socle précambrien, des terrains primaires plissés et des granites relevant de l'orogenèse hercynienne. Le Haut Atlas occidental présente en outre une couverture de type "atlantique", composée de matériel essentiellement secondaire.

2.2.2. Le contexte stratigraphique

Plusieurs études et synthèses, traitant des dépôts triasiques, jurassiques et néogènes, contribuent à la connaissance géologique de notre secteur. Leurs

résultats essentiels sont consignés dans les cartes géologiques, à 1/100 000, de Zawyat Ahançal, n° NH-29XXIV-4 (Jossen, 1988) et de Beni Mellal, n° NI-29-VI-2 (Monbaron, 1985).

2.2.2.1. Le Trias

Dans l'ensemble du domaine atlasique, les repères lithologiques sont d'une très grande importance dans les subdivisions des séries triasiques en raison de la rareté des repères biostratigraphiques.

La limite supérieure du Trias, bien connue à l'échelle de l'Atlas, a été datée par les Vertébrés (Dutuit, 1964, 1966 et 67) et par les Mollusques (Owendenko, *in Salvan, 1974*). En revanche, sa limite inférieure est difficilement décelable, d'où l'appellation de "Permo-Trias" (Salvan, 1974) souvent utilisée pour désigner le complexe essentiellement terrigène rougeâtre séparant le Jurassique du socle hercynien.

En raison de la constance de la lithologie, le découpage le plus souvent utilisé pour le Trias obéit à la trilogie suivante (Michard, 1976) :

- série détritique et argilo-salifère inférieure ;
- complexe basaltique intermédiaire ;
- série argilo-salifère supérieure.

La paléogéographie du Maroc montre au cours du Trias (Michard, 1976 ; Lorenz, 1988), d'une part une importante variabilité de faciès (continental, Intermédiaire et marin) et d'autre part une paléotopographie en massifs et bassins orientés nord est - sud ouest.

En raison de la présence de couches gypsifères et salifères et de l'importance de sa contribution dans la structuration de la chaîne atlasique, le Trias a très tôt retenu l'attention des auteurs. Déjà dans son travail sur l'Atlas de Marrakech, en 1931, Léon Moret mettait l'accent sur l'importance des masses salifères triasiques.

En 1974, Salvan, dans son étude sur les mêmes séries, leur donne une interprétation génétique et révèle le rôle du diapirisme.

A l'échelle du domaine atlasique le complexe argilo-basaltique a un âge carnien à hettangien (Dresnay, 1979 ; Jenny, 1985). Les séries gréseuses de l'Oukaïmiden ont été datées du Carnien moyen par palynologie. Cet âge semble conforme à ce qui est connu en Afrique septentrionale (Biron et Courtinat, 1982). Les mêmes techniques ont donné un âge triassique supérieur dans le Haut Atlas de Demnat (Lemarrec et Taugourdeau-Lanz, 1983) et carnien dans le Haut

Atlas, au Sud de Marrakech (Cousminer et Manspeizer, 1976).

La formation de Harira (argiles rouges supérieures), définie dans le moyen Atlas tabulaire au Sud Est de Fès, a livré une microflore qui a permis à Baudelot et Charriere (1983) de lui attribuer un âge hettangien inférieur.

Les travaux les plus récents concernant le Trias de notre secteur d'étude sont dus à:

- Laville (1985) qui, dans son modèle d'ouverture des bassins triasiques marocains, montre que le bassin de Zawyat Ahançal fait partie intégrante du proto rift du Haut Atlas ;
- Jossen (1988), qui, sur la carte de Zawyat Ahançal, rapporte les séries triasiques affleurant au coeur de la ride de Talmest-Tazoult (silts rouges surmontés par des argiles roses à paillettes de gypse) à la formation de Tafilalt. Ces séries sont fréquemment associées à des coulées basaltiques. Les trois ensembles continentaux, silts, argiles et basaltes, sont attribués au Trias supérieur-Hettangien inférieur.

2.2.2.2. Le Jurassique

Des dépôts marins carbonatés du Lias inférieur et moyen remplacent ceux, détritiques, du Trias, indiquant un approfondissement du substrat hercynien et la création d'un rift élargi, le sillon atlasique, au sein duquel les milieux s'ouvrent du SW au NE (polarité téthysienne). Au Lias supérieur cette tendance à l'ouverture s'arrête et l'on assiste à un comblement de la gouttière nouvellement créée (fin du Bathonien pour Choubert et Marçais, 1952). Le calme tectonique "relatif" revient ainsi au Jurassique moyen, favorisant le développement d'une deuxième plate-forme carbonatée. Le Malm est caractérisé par l'installation de vastes épandages terrigènes.

Du Dresnay (1979) présente, à partir d'études stratigraphiques et paléontologiques, une synthèse de l'évolution des dépôts dans le temps, du Sinémurien inférieur jusqu'au Jurassique moyen, et dans l'espace, des faciès de bassin au centre du sillon atlasique à ceux de la plate-forme sur ses bordures nord et sud. Cette évolution montre qu'au-dessus des sédiments triasiques on rencontre une séquence carbonatée, continue durant le Lias inférieur et moyen, suivie par un épais remplissage de sédiments marneux ou marno-calcaires pendant le Jurassique moyen.

Dans son étude sur l'extension et le développement des phénomènes récifaux jurassiques, Du Dresnay (1971, 1972, 1974 et 1977) décrit les importantes constructions du Haut Atlas dès le Lias inférieur et se poursuivant jusqu'à l'Aalénien-Bajocien, avec un développement paroxysmal au Lias moyen. La

répartition géographique de ces édifices souligne les traits majeurs des différentes paléogéographies jurassiques de l'Atlas, vaste "golfe entre les domaines anti-atlasique et mésetien" (G. Dubar, 1962 ; G. Dubar et R. Mouterde, 1978).

Dubar (1960-62), dans un résumé des travaux portant sur le Lias marocain, présente les cartes paléogéographiques du Lotharingien, du Lias moyen et du Toarcien. Ces dernières montrent que la fosse du Haut Atlas ne présente pas de profondes modifications durant ces périodes. L'ensemble du pays est le siège d'une sédimentation détritique, excepté au Domérien. La sédimentation se produit alors dans des conditions instables résultant du rajeunissement des reliefs continentaux voisins.

En 1978, avec la collaboration de Mouterde, Dubar publie une esquisse paléogéographique du Haut Atlas pour la période Aalénien-Toarcien terminal. Cette reconstitution du bassin atlasique montre que pour notre région, les dépôts sont représentés par des faciès calcaréo-marneux très épais, à lamellibranches.

Dans ses études sur les foraminifères imperforés de la plate-forme atlasique au Mésozoïque, Septfontaine (1981, 1984 et 1986) présente un découpage

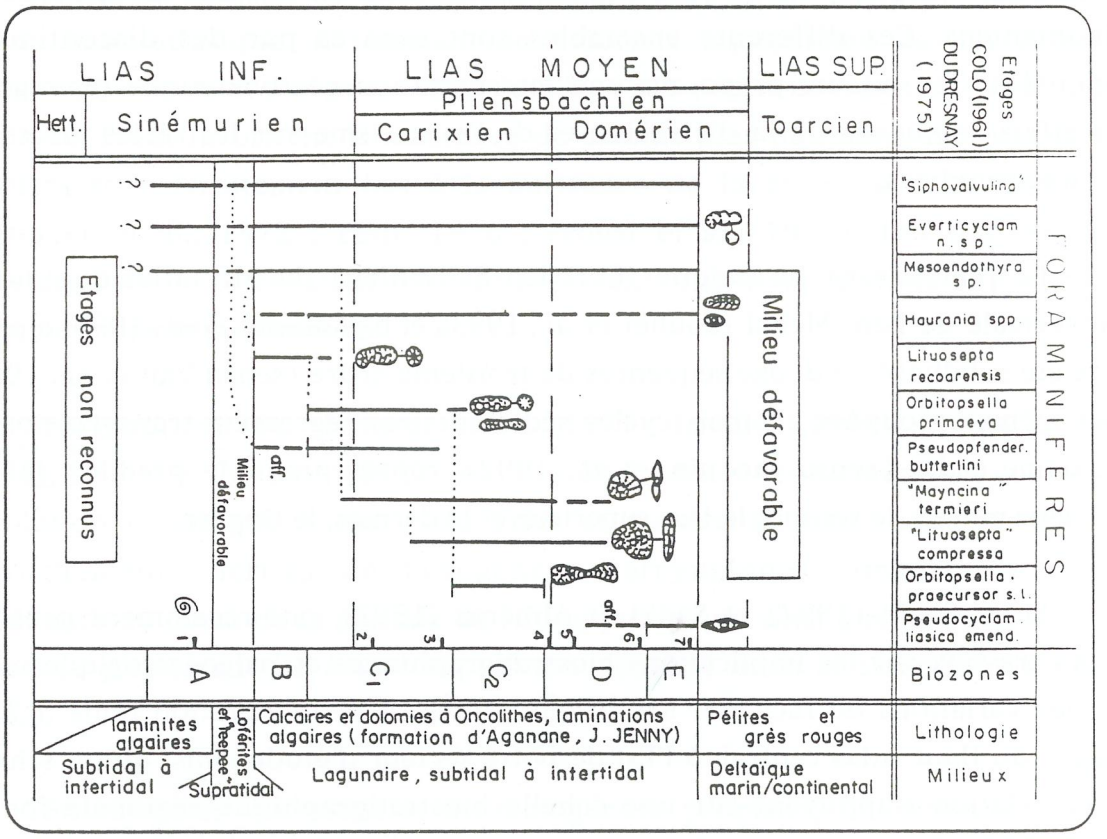


figure 4 : Biozonation du Lias inférieur et moyen haut atlasique par les foraminifères imperforés des milieux de lagons (d'après Septfontaine, 1984)

(**figure 4**) en six biozones de la série de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas et une corrélation de ces dernières avec les étages liasiques, du Sinémurien au Domérien.

La carte géologique, sans notice explicative, de Zawyat Ahançal, a été élaborée par Jossen en 1988. Elle couvre la totalité de notre secteur d'étude et montre, outre des sédiments triasiques et des roches éruptives, une série jurassique s'étageant du Lias jusqu'au Dogger et associant une dizaine de formations (voir chapitre I).

Dans leurs travaux sur le remplissage du Bathonien au Cénomanien supérieur affleurant au nord de la ride de Talmest-Tazoult, Souhel (1987) et Souhel et Canérot, (1989), dressent l'inventaire des divers faciès (seize faciès) et de leurs associations (six associations) au cours de cette période mésozoïque.

Ils distinguent quatre grands ensembles sédimentaires correspondant respectivement, le premier à la formations de Tillouguit (Bajocien supérieur à Bathonien), le second aux formations de Guettioua et d'Iouaridène (Jurassique moyen à supérieur probable), le troisième aux formations de Jbel Sidal et Ait Tafelt (Néocomien-Aptien) et le dernier à la formation de Ouaouizaght (Albien-Cénomanien). Ces differents ensembles sont séparés par des discontinuités régionales. Ces auteurs proposent une interprétation géodynamique témoignant des effets conjugués de la distension et de l'eustatisme sur les séries jurassico-crétacées étudiées.

Le remplissage jurassique (Carixien-Bathonien) du rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Souhel *et al.*, 1993a et b ; Canérot *et al.*, 1993) a par la suite été subdivisé en douze séquences de troisième ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1987), elles mêmes groupées en trois cycles sédimentaires régression-transgression de deuxième ordre (*sensu* Jacquin *et al.*, 1992), représentant, le premier, le Lias inférieur-moyen, le second, le Lias supérieur et le dernier, le Dogger.

Enfin Sadki (1992) et Sadki et Alméras (1992), ont récemment présenté divers travaux sur les implications biostratigraphiques et paléoécologiques ainsi que les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut Atlas central, à l'Est de notre secteur d'étude, ainsi qu'un schéma de corrélation s'appuyant sur une échelle biostratigraphique régionale fondée sur les ammonites.

Ils mettent en évidence le rôle de l'eustatisme, de l'instabilité tectonique locale liée à la structuration de la Tethys, et les discontinuités témoignant de ces

phénomènes : discontinuités lotharingienne, post-pliensbachienne, du Lias supérieur et de la base du Dogger, soit à caractère local (anté-*Gradata*, anté-*Insigne* et post-*Bradfordensis*), soit à caractère régional (post-*Opalinum*, post-*Concavum* et post-*Laeviuscula*).

2.2.2.3. Le Néogène

A la fin de la période mésozoïque, le domaine atlasique a connu un changement structuro-sédimentaire important. La compression qui, au Néogène, affecte l'ancien rift jurassique, remodèle les structures distensives. La ride de Talmest-Tazoult, érodée, alimente le cône de déjection constituant le Rocher de la Cathédrale (J. Jossen, 1988). Ces conglomérats néogènes, d'environ 120 m d'épaisseur, reposent en discordance sur les séries sous-jacentes du Dogger, traduisant une lacune des séries du Jurassique supérieur, du Crétacé et du Paléogène. Les éléments constituants témoignent en revanche du remaniement de toutes les séries sousjacentes, s'étageant du Trias au Jurassique moyen.

2.2.3. Le contexte géodynamique

Plusieurs modèles de tectogenèse (**figure 5 et 6**) ont été proposés pour la chaîne haut atlasique. Ils mettent en évidence un système de horsts et de grabens (Choubert et Marçais, 1952 ; Laville, 1981 ; Stets et Wurster, 1982) qui, à partir du Trias, favorisent la naissance de bassins plus ou moins subsidents. Ces derniers sont étroitement liés à la naissance de la géo-suture du Tizin'Test (Mattauer et al., 1972 ; Petit, 1976 ; Proust *et al.*, 1977). Les bassins ainsi individualisés, d'orientation SW-NE, reçoivent une alimentation à partir des domaines adjacents exhaussés.

Michard, (1976), Mattauer *et al.*, (1977), Laville, (1981), Laville et Petit, (1984), Souhel et Canérot, (1989), ont mis en évidence les facteurs qui contrôlent l'évolution tectonique à partir du Trias et montré en particulier le rôle des décrochements hérités de l'orogenèse hercynienne, l'importance de la subsidence au cours de la période de rifting jurassique ainsi que de l'impact de la phase de plissement lié à la compression néogène dans la structuration de la chaîne.

En résumant les modèles de tectogenèse proposés, on retiendra que la structuration du domaine atlasique comporte deux grandes périodes successives (Monbaron, 1982a).

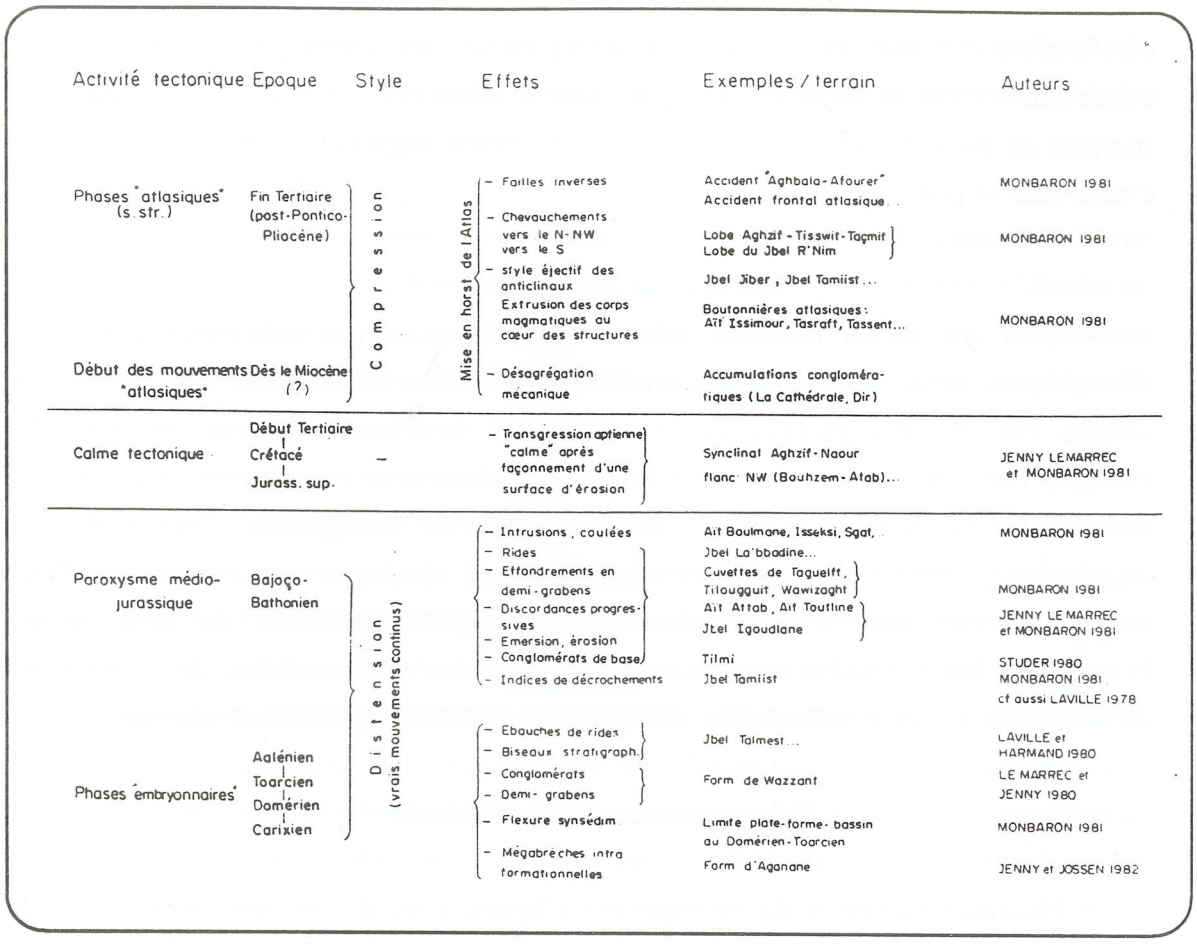


figure 5 : Modèles de tectogenèse atlasique proposés par divers auteurs (d'après Monbaron, 1982a)

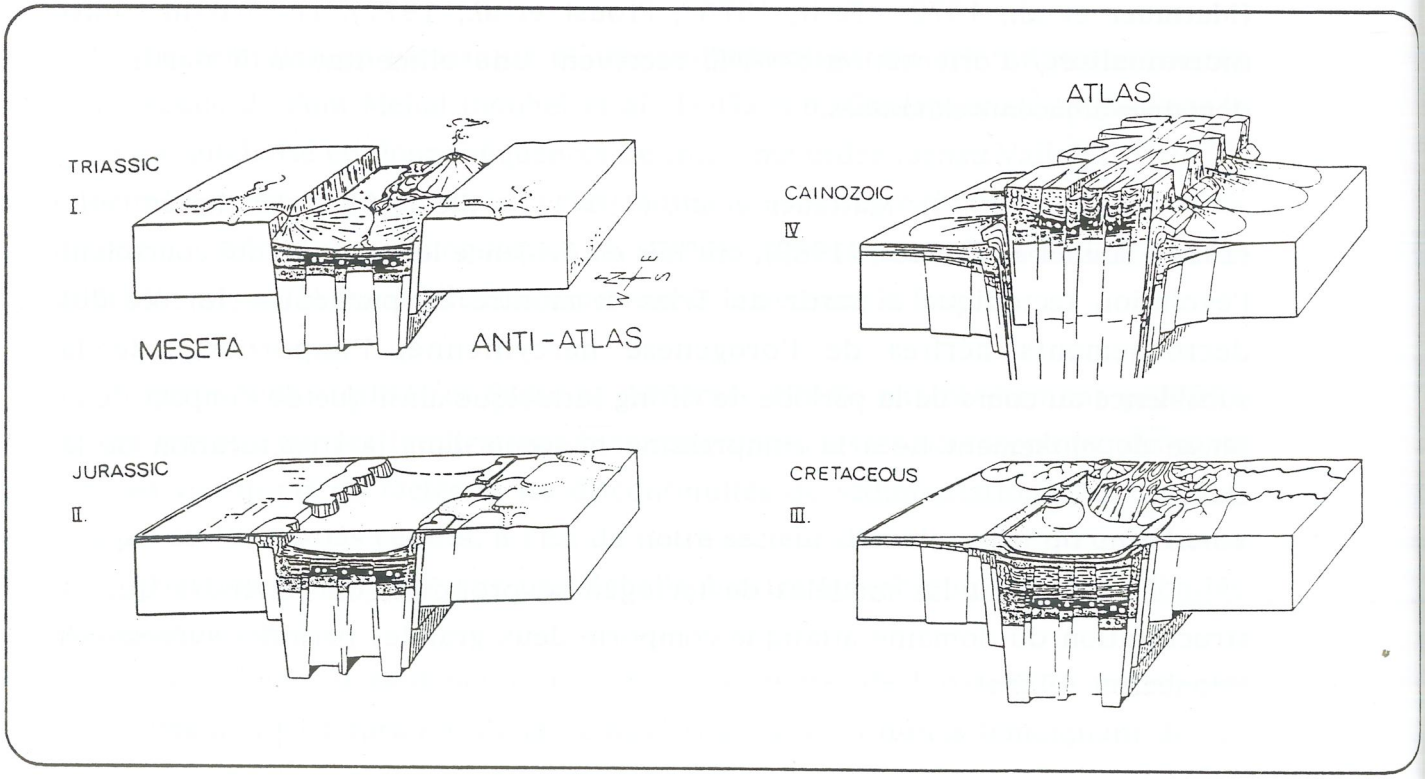


figure 6 : Evolution de la chaine atlasique du Trias au Cénozoïque (d'après Stets et Wurster, 1982)

La première, débutant au Trias et s'étendant jusqu'au Crétacé inférieur (Michard, 1976 et Laville, 1985), est dite de "distension". Elle est subdivisée en trois stades d'ampleur et de durée différentes :

- le premier débute au Trias supérieur par une phase de fracturation intense (Du Dresnay, 1975) ou rifting vrai (Laville, 1985) préfigurant l'essentiel des directions structurales actuellement observables ;

- le second stade, correspondant aux phases dites "embryonnaires", désigne les différentes pulsions distensives accompagnant et contrôlant la sédimentation du Carixien jusqu'au Bajocien ;

- le troisième stade débute dans le Bathonien. Pour Jenny *et al.* (1981) et pour Monbaron (1982a), il se trouve concentré dans le paroxysme tectonique du Jurassique moyen. Pour Michard (1976) et Laville (1985), au contraire la durée de ce stade court en plusieurs épisodes échelonnés du Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur.

Durant le jurassique (**figure 7 et 8**), le Haut Atlas est occupé par une gouttière de type "rift intracontinental" au sein de laquelle se trouvent ainsi juxtaposés des bassins en compression et des bassins en distension, disposés en relais dans une zone de décrochement sénestre W-E (Laville, 1985).

Au cours de la deuxième période, dite de compression, on relève le jeu inverse des cassures héritées du tréfonds, avec plissement de la couverture secondaire et chevauchement du Mésozoïque sur le Cénozoïque (Rolley, 1973 ; Du Dresnay, 1975 ; Laville, 1975). Les effets de cette période d'inversion structurale sont évidents à partir du Tertiaire (Souhel, 1987) et se poursuivent jusqu'au Quaternaire.

Des études récentes sur le rift atlasique le long de la transversale de Beni-Mellal, (Chafiki *et al.*, 1993a ; Canérot *et al.*, 1993 ; Gharib *et al.*, 1993 ; El Hariri *et al.*, 1993 ; Souhel *et al.*, 1993a et 1993b), ont montré que la distension mésozoïque s'est accompagnée du basculement de blocs avec diapirisme* des évaporites triasiques le long des failles à jeu normal.

Cette tectonique est particulièrement marquée au Lias moyen et supérieur, période durant laquelle le rifting était maximal.

Souhel et Canérot (1989) démontrent notamment l'importance de la tectonique néo-cimmérienne qui, au début du Crétacé, se traduit par des gauchissements de grande échelle sur pente générale vers l'Ouest, faisant suite à la période de rifting jurassique avec basculement vers l'Ouest de blocs déca kilométriques.

* le terme diapirisme est considéré ici comme synonyme du terme plus restrictif "halocinèse".

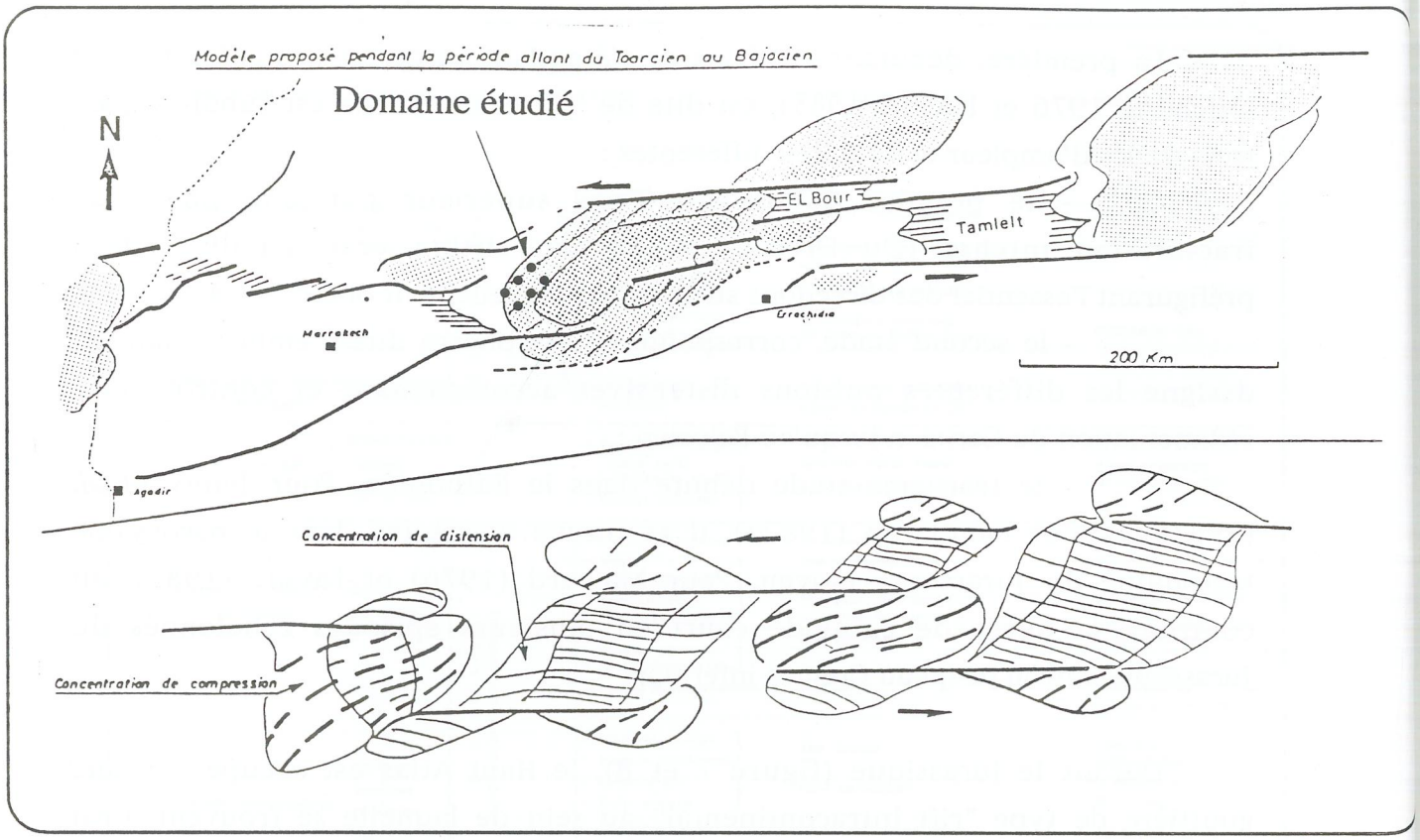


figure 7 : Modèle d'évolution géodynamique proposé pendant la période allant du Toarcien au Bajocien (d'après Laville, 1985)

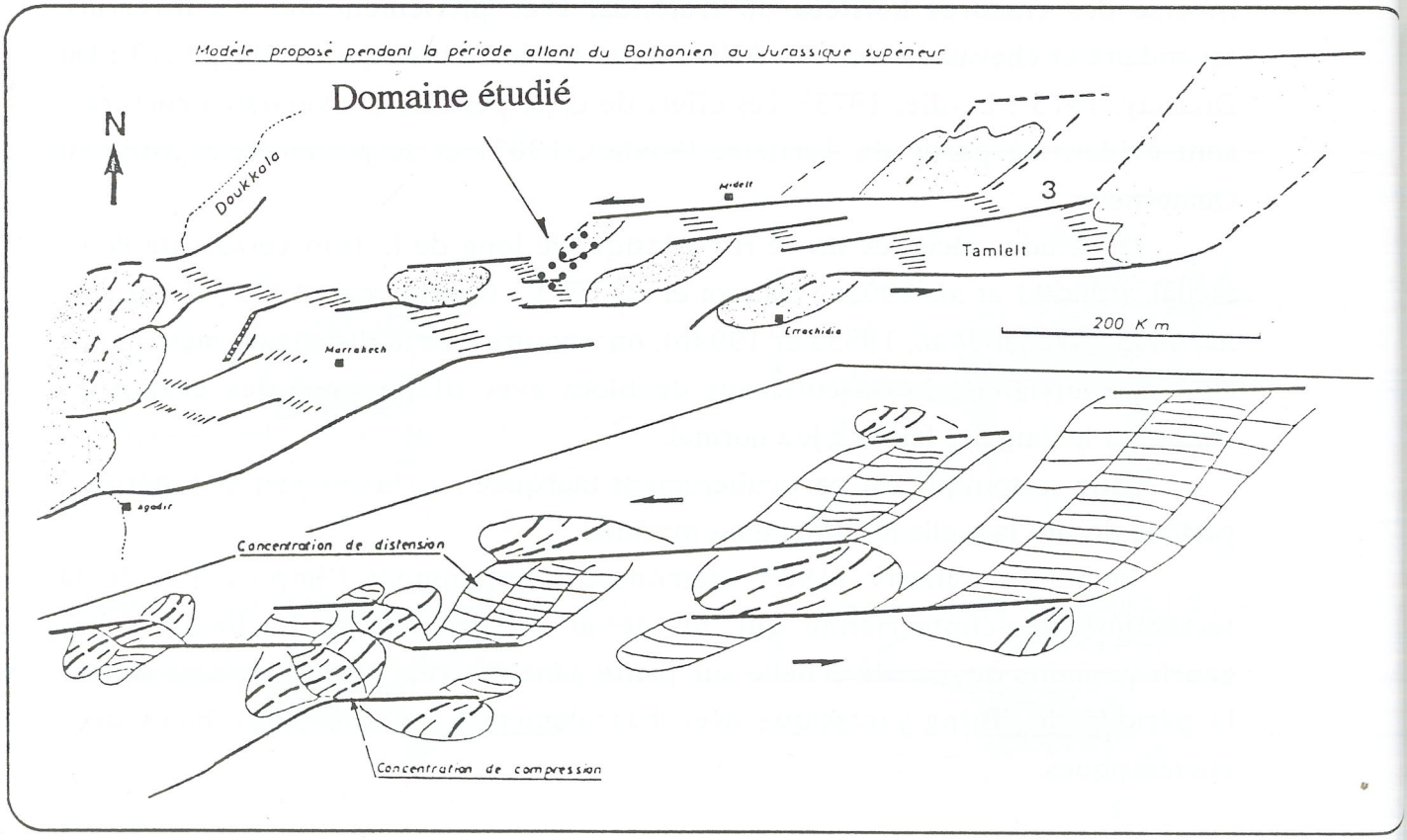


figure 8 : Modèle d'évolution géodynamique proposé pendant la période allant du Bajocien au Jurassique supérieur (d'après Laville, 1985)

Le modèle d'évolution présenté comporte ainsi deux phases distinctes avec, pour la première, au Jurassique, une polarité sédimentaire généralisée vers l'Est, dite "téthysienne", et pour la deuxième, au Crétacé, une inversion de la polarité avec ouverture sur l'aire atlantique plus occidentale.

Des études plus récentes portant sur les intrusions magmatiques à l'échelle du Haut Atlas central (Laville 1985) ont montré que les intrusions gabbroïques, réparties et orientées selon un système de fractures héritées, ont un rôle important dans l'édification des rides anticlinales de direction moyenne NE-SW dans l'axe du bassin atlasique. Ces phases de mise en place de matériel magmatique accompagnent les phases d'ouverture de l'océan atlantique (Beraâouz et al., 1994). Pour Beraâouz et Bonin (1993) l'épisode alcalin jurassico-crétacé est issu d'un faible degré de fusion partielle de matériaux provenant d'une source mantellique différente que celle qui a généré les tholeïtes continentales infraliasiques.

2.2. Cadre géologique local

La ride de Talmest-Tazoult, d'orientation NE-SW, est établie dans la partie centrale du bassin de Zawyat Ahançal. Elle présente à l'affleurement une série plissée, s'étageant du Trias au Néogène.

La carte (**figure 9**) montre :

- Une zone centrale, la ride proprement dite, qui s'allonge sur environ 30 km. Son coeur est occupé essentiellement par le complexe triasique (argiles et basalte) injecté de gabbros d'âge bathonien (Laville et Harmand, 1982). Les flancs, très redressés, y sont représentés par les séries carbonatées du Lias inférieur et moyen. L'ensemble dessine un anticlinal dissymétrique, crevé au niveau de sa partie axiale. Ce pli est formé de carbonates appartenant aux diverses formations lithologiques du Lias inférieur et moyen (Formation d'Aït Bou Oulli, Formation de Jbel Choucht, Formation de Talmest-Tazoult et Formation d'Aganane).

- Deux synclinaux latéraux à axe parallèle à la ride. Le premier, au Sud-Est (synclinal d'Amezraï), est occupé par les marnes, les grès puis les calcaires du Toarcien et de l'Aalénien (formations d'Amezraï, de Tafraout et d'Aguerd n'Tazoult). Ces assises s'ouvrent en éventail vers le SE sous les calcaires horizontaux, discordants, de la formation bajocienne d'Ait Abdi (Jossen, 1988). Le second, au Nord Ouest (synclinal de la Cathédrale), affecte à l'affleurement les calcaires bajociens, les grès bathoniens et les conglomérats néogènes formant le Rocher de la Cathédrale. Les carbonates bajociens de la formation d'Ait Abdi chevauchent ici les conglomérats mio-pliocènes du Rocher de la Cathédrale à la

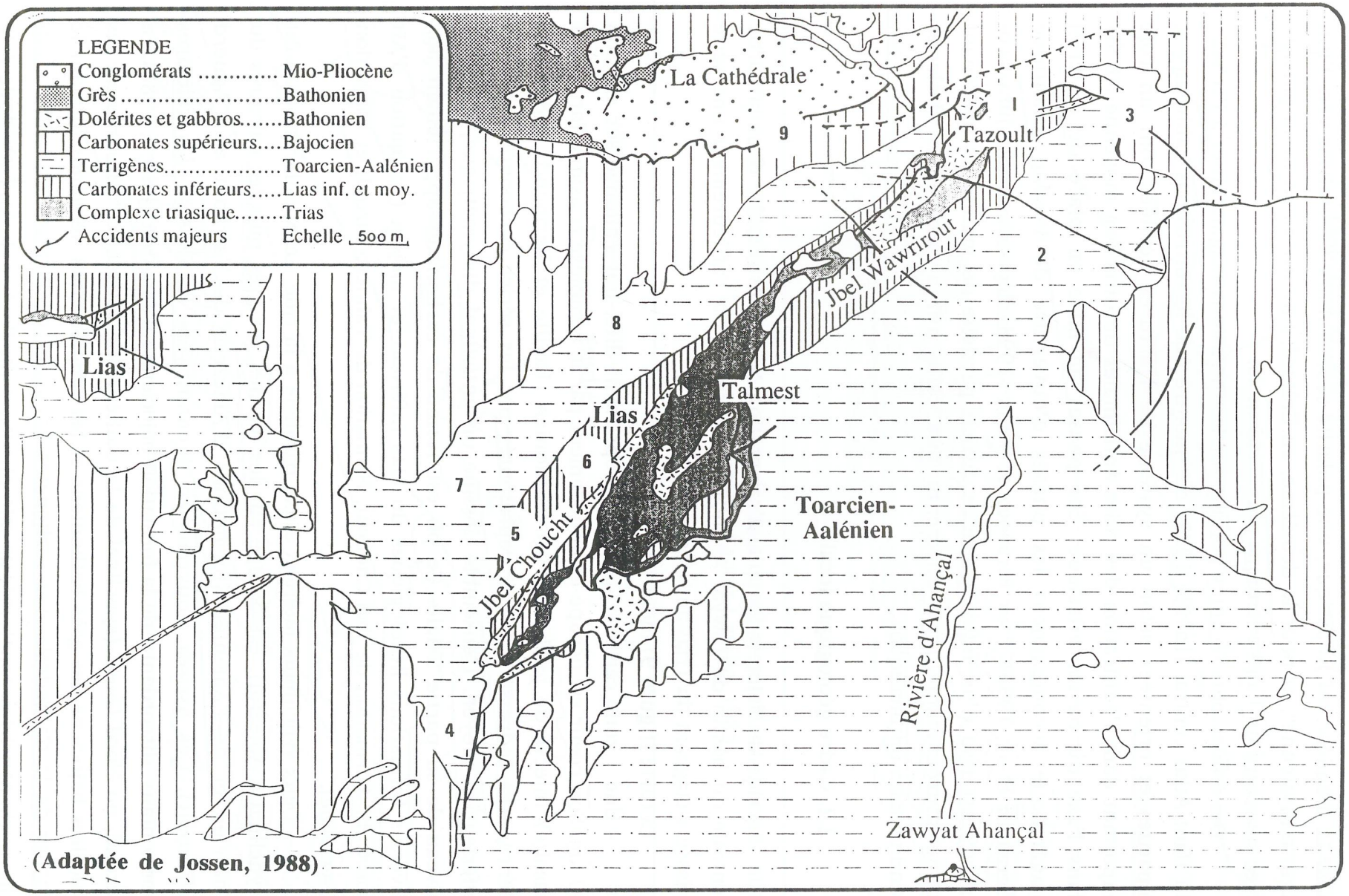


figure 9 : Carte géologique simplifiée de la région étudiée
(1 à 9 : localisations des coupes)

faveur d'un accident W-E faiblement incliné vers le Sud.

3. METHODOLOGIE - CHOIX DU SECTEUR

Les objectifs essentiels de ce travail ont été définis dans le cadre des études menées sur la chaîne atlasique par le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, en collaboration avec les Départements de Géologie des Universités Chouaîb Edoukali d'El Jadida et Kaddi Ayyad de Marrakech. Il s'agissait de récolter l'information nécessaire pour reconstituer l'histoire géologique de l'un des éléments structuraux établis au coeur de l'orogène atlasique, la ride de Talmest-Tazoult, et de voir dans quelle mesure cette collecte permettait une approche géologique améliorée du Haut Atlas central dans son ensemble. Cette information a été tirée du terrain par l'analyse stratigraphique et sédimentologique du remplissage mésozoïque du bassin de Zawyat Ahançal.

L'étude des affleurements s'est accompagnée du levé de coupes aux abords de la ride, avec échantillonnage systématique. Au Laboratoire de Toulouse, des données complémentaires ont été obtenues par l'étude microscoPiqué (lavages et lames minces) des échantillons récoltés. L'analyse des faciès accompagnée de leur description (agencement, texture, structure) et de leur identification est présentée en utilisant la terminologie de Folk, 1959 et de Dunhan, 1962.

Ces données analytiques ont été regroupées et synthétisées afin de dégager les résultats essentiels du travail dans les domaines suivants :

- Biostratigraphie : élaboration d'une échelle locale grâce aux brachiopodes et aux foraminifères benthiques.

- Sédimentologie : analyse des faciès au sein des unités lithologiques étudiées en vue de la reconstitution des paléo-environnements en milieu de plate-forme et de bassin. Les terminologies utilisées ont été empruntées à l'ouvrage d'Elf Aquitaine (1975a et b).

- Stratigraphie Séquentielle : cette discipline nous a permis de repérer et d'interpréter les discontinuités observées sur le terrain ainsi que la géométrie et l'enchaînement vertical des cortèges sédimentaires qu'elles séparent. La réponse sédimentaire aux variations d'espace disponible pour les dépôts et le rôle des variations du niveau de la mer au cours du Jurassique ont ainsi pu être définis.

- Diapirisme : il s'agissait de décrire l'une des structures récemment mises en évidence dans la région de Zawyat Ahançal, et de préciser les relations entre l'halocinèse et la distension, le magmatisme, le volcanisme, la sédimentation et les minéralisations caractéristiques de cette région.

- Géodynamique des Bassins : nous avons tenté de dégager les différents stades d'évolution du bassin de Zawyat Ahançal et d'intégrer nos résultats dans le schéma général d'évolution du rift atlasique central, notamment au Jurassique.

L'étude de la ride de Talmest-Tazoult présente plusieurs avantages. Les affleurements sont de bonne qualité en raison de la forte altitude (jusqu'à 2500 m). Les séries sont très épaisses (parfois plus de 2000 mètres) et présentent des variations remarquables de faciès et d'environnement (du milieu continental à la plate-forme externe en passant par les milieux margino littoral et de plate-forme interne). La géométrie de la structure (anticlinal aigu séparant des synclinaux à fond plat et remplissage sédimentaire ouvert en éventail de part et d'autre de la ride) est caractéristique de la chaîne haut atlasique. L'analyse des relations entre tectonique, sédimentation, magmatisme et minéralisation peut ainsi y être réalisée.

L'étude géologique de cette région, située au centre du Haut Atlas, semble ainsi de nature à fournir un bon jalon pour aborder l'histoire, très complexe et très courte, du rift atlasique dans son ensemble.

Chapitre I

LITHOLOGIE et BIOSTRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION

1.1. Présentation générale des coupes levées 33

1.2. Formations sédimentaires reconnues 34

1.3. Roches éruptives 42

2. DESCRIPTION DES SÉRIES ÉTUDIÉES

2.1. Bassin sud oriental d'Amezraï

2.1.1. Tazoult 45
2.1.1.1. Localisation de la coupe
2.1.1.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation de Jbel Choucht
b - Formation de Talmest-Tazoult
c - Formation d'Aganane
2.1.1.3. Attributions stratigraphiques
2.1.1.4. Milieu de dépôt

2.1.2. Ait Allal 55
2.1.2.1. Localisation de la coupe
2.1.2.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation d'Amezraï
b - Formation de Tafraout
c - Formation d'Aguerd n-Tazoult
d - Formation d'Ait Abdi
2.1.2.3. Attributions stratigraphiques
2.1.2.4. Milieu de dépôt

2.1.3. Aguerd n'Igli 65
2.1.3.1. Localisation
2.1.3.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation d'Amezraï
b - Formation de Tafraout
c - Formation d'Aguerd n-Tazoult
d - Formation d'Ait Abdi
2.1.3.3. Attributions stratigraphiques
2.1.3.4. Milieu de dépôt

2.1.4. Tizi n-M'Barek 71
2.1.4.1. Localisation
2.1.4.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation des Aït Bou Oulli
b - Formation d'Amezraï
c - Formation de Tafraout
d - Formation d'Aguerd n-Tazoult
e - Formation d'Ait Abdi
2.1.4.3. Attributions stratigraphiques

2.2. Bassin nord occidental de la Cathédrale

2.2.1. Barda 77
2.2.1.1. Localisation
2.2.1.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation de Jbel Choucht
b - Formation de Talmest-Tazoult
c - Formation d'Aganane
2.2.1.3. Attributions stratigraphiques
2.2.1.4. Milieu de dépôt

2.2.2. Jbel Choucht 93
2.2.2.1. Localisation de la coupe
2.2.2.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation d'Aït Bou Oulli
b - Formation de Jbel Choucht
c - Formation de Talmest-Tazoult
d - Formation d'Aganane
2.2.2.3. Attributions stratigraphiques
2.2.2.4. Milieu de dépôt

2.2.3. Aguerd n'Wahmane 101
2.2.3.2. Lithologie et biostratigraphie
a - Formation d'Amezraï
b - Formation de Tafraout
c - Formation d'Aguerd n-Tazoult
d - Formation d'Ait Abdi
2.2.3.3. Attributions stratigraphiques
2.2.3.4. Milieu de dépôt

2.2.4. Timghissine 107
2.2.4.1. Localisation
2.2.4.2. Lithologie et Biostratigraphie
b - Formation de Tafraout
c - Formation d'Aguerd n-Tazoult
d - Formation d'Ait Abdi
2.2.4.3. Attributions stratigraphiques
2.2.4.4. Milieu de dépôt

2.2.5. la Cathédrale 113
2.2.5.1. Localisation
2.2.5.2. Lithologie et Biostratigraphie
a - Formation d'Amezraï
b - Formation de Tafraout
c - Formation d'Aguerd n-Tazoult
d - Formation d'Ait Abdi
e - Conglomérats de la Cathédrale
2.2.5.3. Attributions stratigraphiques
2.2.5.4. Milieu de dépôt

3. ÉVOLUTION LATÉRALE ET CORRÉLATIONS

3.1. Les carbonates et brèches inférieurs 119

3.1.1. Évolution latérale
a - Formation d'Aït Bou Oulli
b - Formation de Jbel Choucht
c - Formation bréchique de Talmest-Tazoult
d - Formation d'Aganane
3.1.2. Conséquences paléogéographiques

3.2. Les terrigènes intermédiaires 128

3.2.1. Bassin nord occidental
3.2.2. Bassin sud oriental
3.2.3. Conséquences paléogéographiques

3.3. Les carbonates supérieurs 132

3.3.1. Corrélations
3.3.2. Conséquences paléogéographiques

1. INTRODUCTION

1.1. Présentation générale des coupes levées

Les coupes ont été prélevées le long de la ride de Talmest-Tazoult, et au sein des deux bassins latéraux d'Amezraï et de la Cathédrale (**planche I et II**).

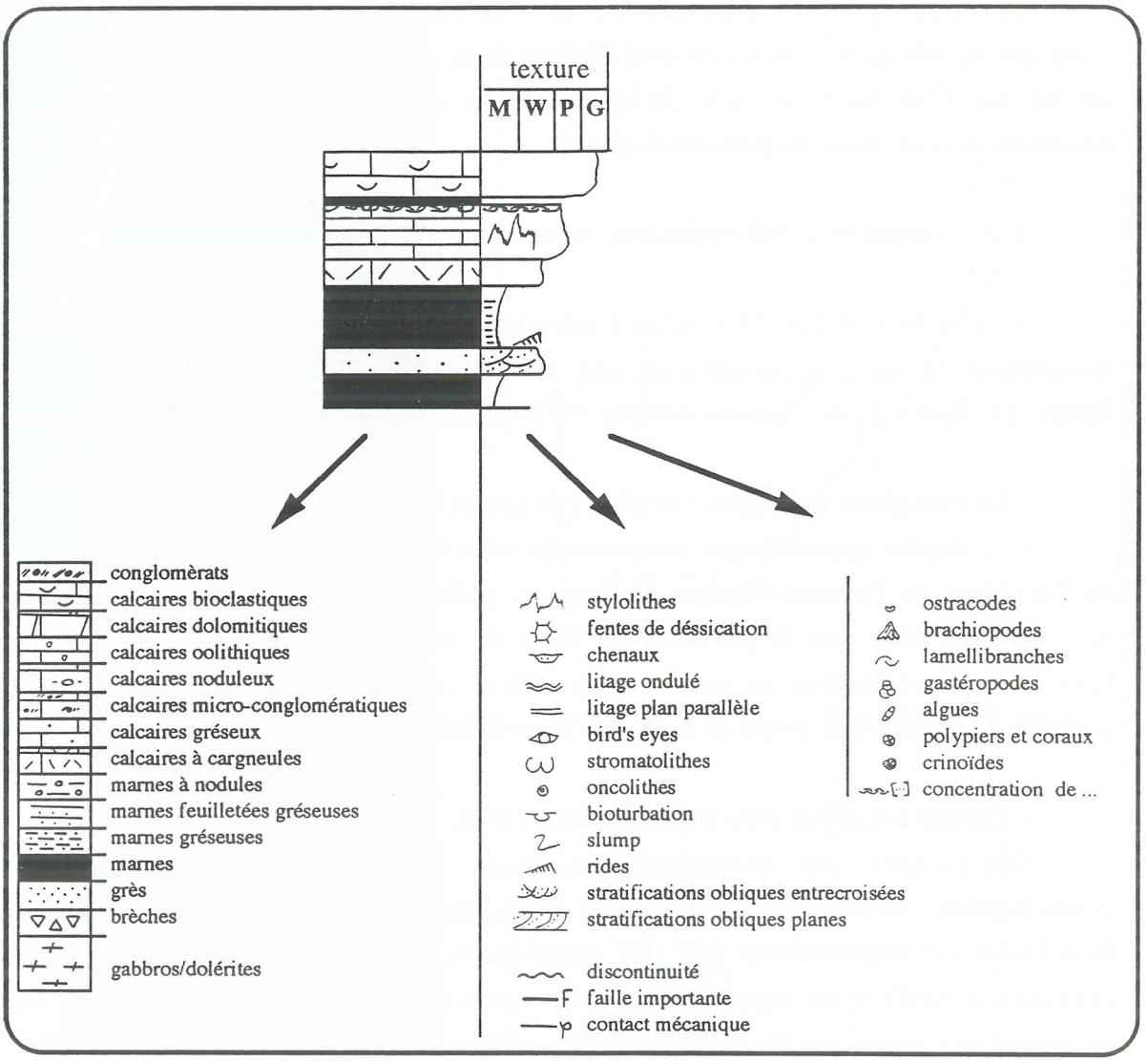


figure 10 : Légende des colonnes stratigraphiques

Afin de rendre plus clair le schéma proposé des corrélations entre les formations et les ensembles reconnus, depuis le Trias jusqu'au Bajocien, nous les avons associées en deux groupes :

- coupes de Tazoult, Ait Allal, Igli et Tizi n-M'Barek dans le bassin sud oriental d'Amezraï ;

- coupes de Jbel Choucht, Barda, Wahmane, Timghissine, et la Cathédrale dans le bassin nord occidental de la Cathédrale.

Pour chaque coupe on établira (**figure 10**), outre sa localisation, la lithologie et le contenu fossilifère caractéristique ayant permis d'attribuer à un étage ou à un autre les ensembles et les formations reconnus.

Les figurés et la légende de la lithologie sont représentés selon la conception suivante : une colonne lithologique, à gauche, et une deuxième, à droite où sont indiqués les différents faits observés (figures et structures sédimentaires et contenu paléontologique).

1.2. Formations sédimentaires reconnues

Depuis le Lias basal jusqu'au Bathonien, plusieurs formations lithologiques composant la série sédimentaire, ont été définies par mes prédécesseurs. La **figure 11** illustre le découpage adopté. On peut distinguer de bas en haut :

- Le complexe triasique : argiles rouges et basaltes.

Ces dépôts apparaissent uniquement sous forme de matériel injecté le long de l'accident de Talmest-Tazoult. Il s'agit de pélites roses, lit de vin. L'absence de stratification ainsi que la présence de blocs de basaltes altérés et de calcaires du Lias inférieur emballés au sein de ces pélites témoignent d'une remobilisation accusée de ce matériel avant sa mise en place définitive.

- Formation d'Ait bou Oulli, Jossen, 1988.

Sus-jacente au complexe triasique, après une lacune d'origine probablement tectonique des séries de l'Hettangien inférieur, la formation d'Ait bou Oulli est représentée par des cargneules, des calcaires et des dolomies massives à bird's eyes rapportés à l'Hettangien supérieur et au Sinémurien. Son épaisseur maximale est de 40 mètres. Son milieu de dépôt est un milieu de plate-forme carbonatée, inter à supratidal.

- Formation de Jbel Choucht, Septfontaine, 1986.

La formation de Jbel Choucht est datée du Pliensbachien. Son épaisseur varie de 80 à 400 mètres. Contrairement à son apparence de barre calcaire massive, la formation de Jbel Choucht présente une variabilité de faciès (calcaires et barres sableuses) et de milieux de dépôt (seuil, supratidal et intertidal).

SUD NORD

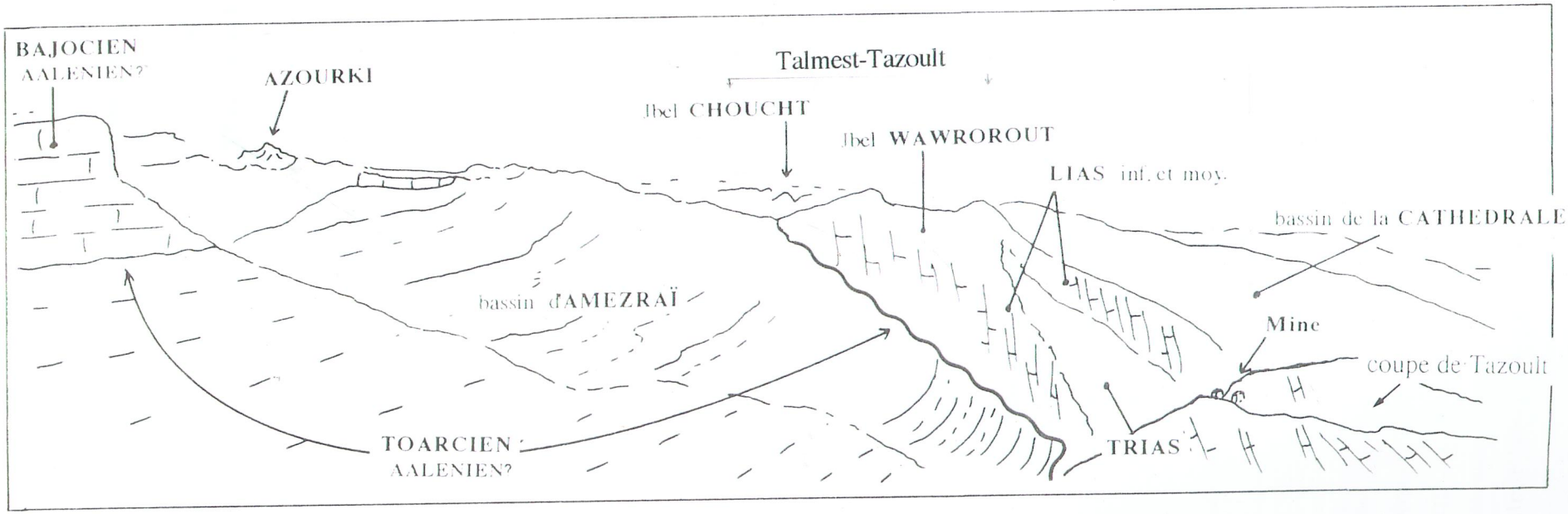


PLANCHE I - Panorama de la terminaison orientale de la ride de Talmest-Tazoult. Au premier plan, le bassin sud oriental occupé par les terrigènes de la formation d'Amezraï.

Ses affleurements réduits et sa position au contact des accidents majeurs (failles et décrochements) et des intrusions de gabbros, (Jossen, 1988), rendent sa limite inférieure difficile à mettre en évidence. En revanche sa limite supérieure a été reconnue et datée par ammonites du Carixien (Du Dresnay, *in* Septfontaine, 1986). Aux céphalopodes s'ajoute une faune très riche en foraminifères et coraux.

- Formation de Talmest-Tazoult, nouvelle formation.

Entre les formations de Jbel Choucht et d'Aganane, affleure, tant sur le flanc nord de la ride de Talmest-Tazoult que sur son flanc méridional, une série de brèches à éléments calcaires, baignant dans un liant ferrugineux. Cet ensemble bréchique passe latéralement à des marnes gréseuses. Il s'agit de brèches intraformationnelles issues d'un milieu de sédimentation aérien ou proche de l'émersion, liées à la mise en place de la ride diapirique de Talmest-Tazoult.

-Formation d'Aganane, Septfontaine, 1986.

La formation d'Aganane est d'âge pliensbachien. Son épaisseur peut atteindre 150 mètres. Il s'agit d'une succession rythmique de marnes et de calcaires dolomitiques organisés en séquences de comblement, traduisant un environnement de dépôt de type "lagon temporaire".

Outre les foraminifères, très abondants, permettant l'établissement d'une biozonation pour le Lias moyen (biozones B, C, D et E définies par Septfontaine, 1984 et 1986, dans le Lias carbonaté du Maroc), l'ensemble calcaréo-dolomitique a livré des algues et des mégalodontes.

- Groupe de Zawyat Ahançal, Jossen, 1988.

Les formations composant ce groupe présentent leur maximum de développement dans le bassin d'Amezraï, au Sud Est de la ride de Talmest-Tazoult où leur épaisseur oscille entre 1000 et 1500 mètres. Essentiellement représenté par des marnes grès et calcaires rapportés au Toarcien moyen-Aalénien, l'ensemble comporte trois unités :

a - **Formation d'Amezraï.** Elle représente le Domérien supérieur(?)-Toarcien inférieur et succède à la formation de Jbel Choucht par l'intermédiaire d'une discordance locale (Jossen, 1988). A sa base, elle est caractérisée par la présence d'un biostrome carbonaté à grands lamellibranches (*Cochlearites, Opisoma et Lithiotis*). Des grès et des marnes rouges constituent la partie restante de l'unité.

b - **Formation de Tafraout.** D'âge Toarcien moyen, la formation de Tafraout est représentée par des calcaires marneux, noduleux, des marnes vertes et des grès. Son contenu fossilifère est réduit. De petits récifs coralliens isolés y ont été signalés.

c - **Formation d'Aguerd-n-Tazoult.** Rapportée au Toarcien supérieur-Aalénien inférieur, cette formation est composée de calcaires, de marnes jaunes et des grès. Les calcaires sont des micrites à "bird's eyes", "mud cracks" et laminations algaires. Son sommet est souligné par une corniche récifale

- Groupe de Bin El Ouidane (B.O.), Monbaron, 1985.

Les trois unités qui constituent cet ensemble forment une succession classique dans l'ensemble de notre région (Monbaron, 1985). Recouvrant en discordance les formations sous-jacentes, ce groupe est d'âge Aalénien supérieur-Bajocien inférieur. Les dépôts, carbonatés (calcaires à bird's eyes-calcaires marneux-calcaires à oncolithes), se sont effectués sur une plate-forme en milieu inter à subtidal. L'épaisseur globale est de 250 à 1000 mètres. De bas en haut on distingue :

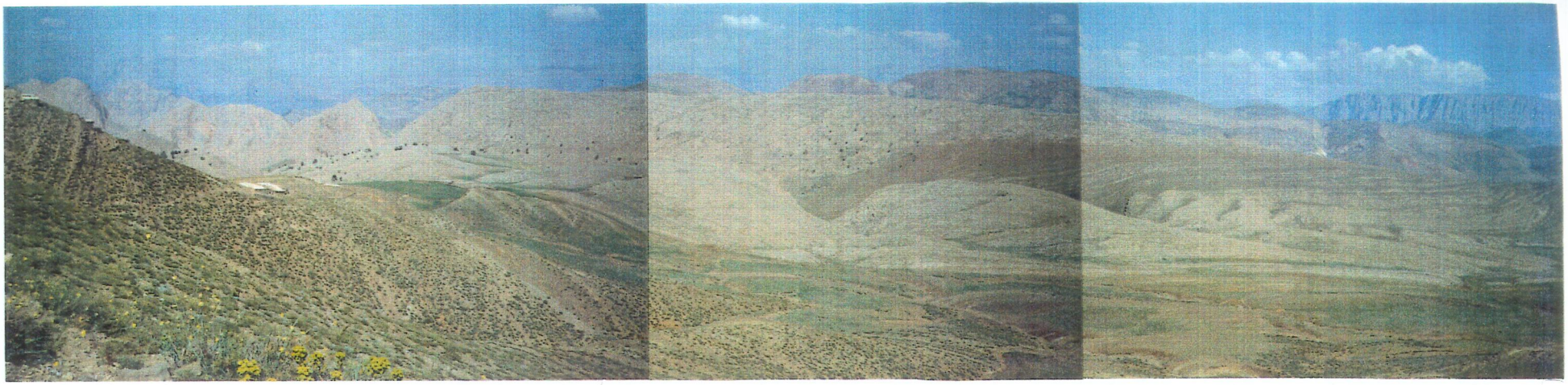
- **Formation B.O. 1** : il s'agit régionalement d'une barre calcaire à bird's eyes, dont la base correspond à la Biozone "F" (horizon à *Timidonella sarda* de Septfontaine, 1984). Sur notre secteur, elle est représentée par son équivalent latéral, synchrone, la **Formation d'Ait Abdi,** à dominance de sables oolithiques et micrites à oncolithes, en bancs massifs (Jossen, 1988).

- **Formation B.O. 2** : elle est formée par des calcaires-marneux soulignés, dans la partie moyenne, par des passées plus marneuses pétries de rhynchonelles. Des ammonites (Jossen, 1988) y ont également été signalées (*Otoites sauzei*).

- **Formation B.O. 3** : c'est une succession de calcaires en dalles à oncolithes (oncoides et oolites), localement coraligènes. Ces assises carbonatées sont très riches en rhynchonelles : *Zeilleria cuneata* (Jossen, 1988).

- Formation de Tillouguit, Jenny *et al.*, 1981.

D'âge Bajocien supérieur à Bathonien inférieur et épaisse de 60 à 150 mètres, elle est formée de trois termes successifs : marnes, grès et calcaires. L'environnement de dépôt est deltaïque. Les grès sont célèbres par leur contenu fossilifère : brachiopodes, foraminifères et même ossements et traces de pas de dinosaures. L'organisation générale des faciès témoigne de la progradation de corps deltaïques vers l'Est et le Sud Est (Souhel, 1990).



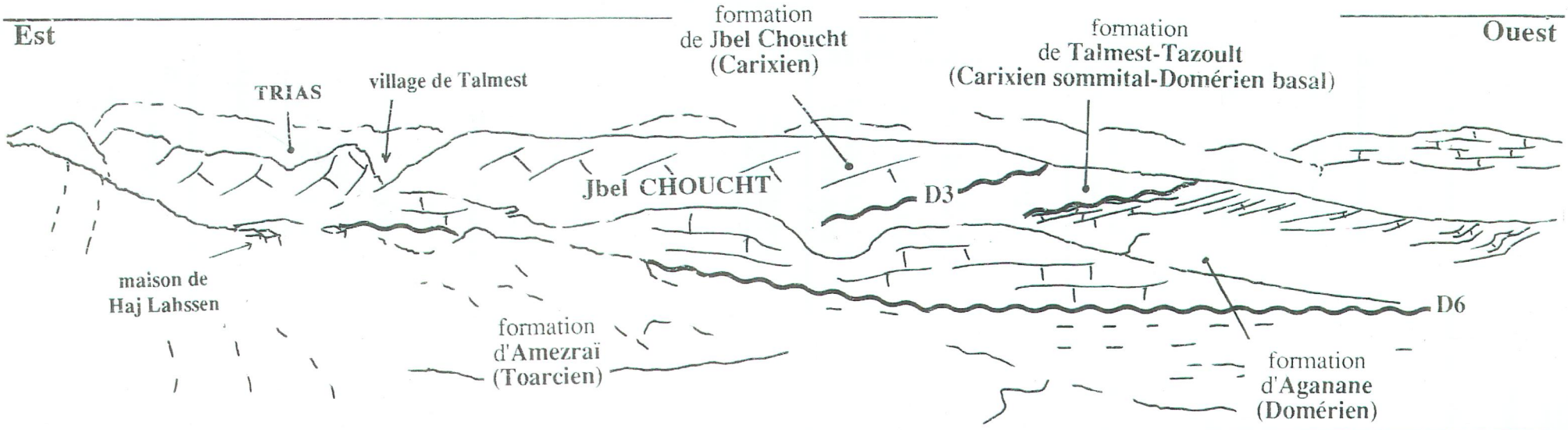


PLANCHE II - Panorama du versant nord de jbel Choucht et du bassin nord occidental

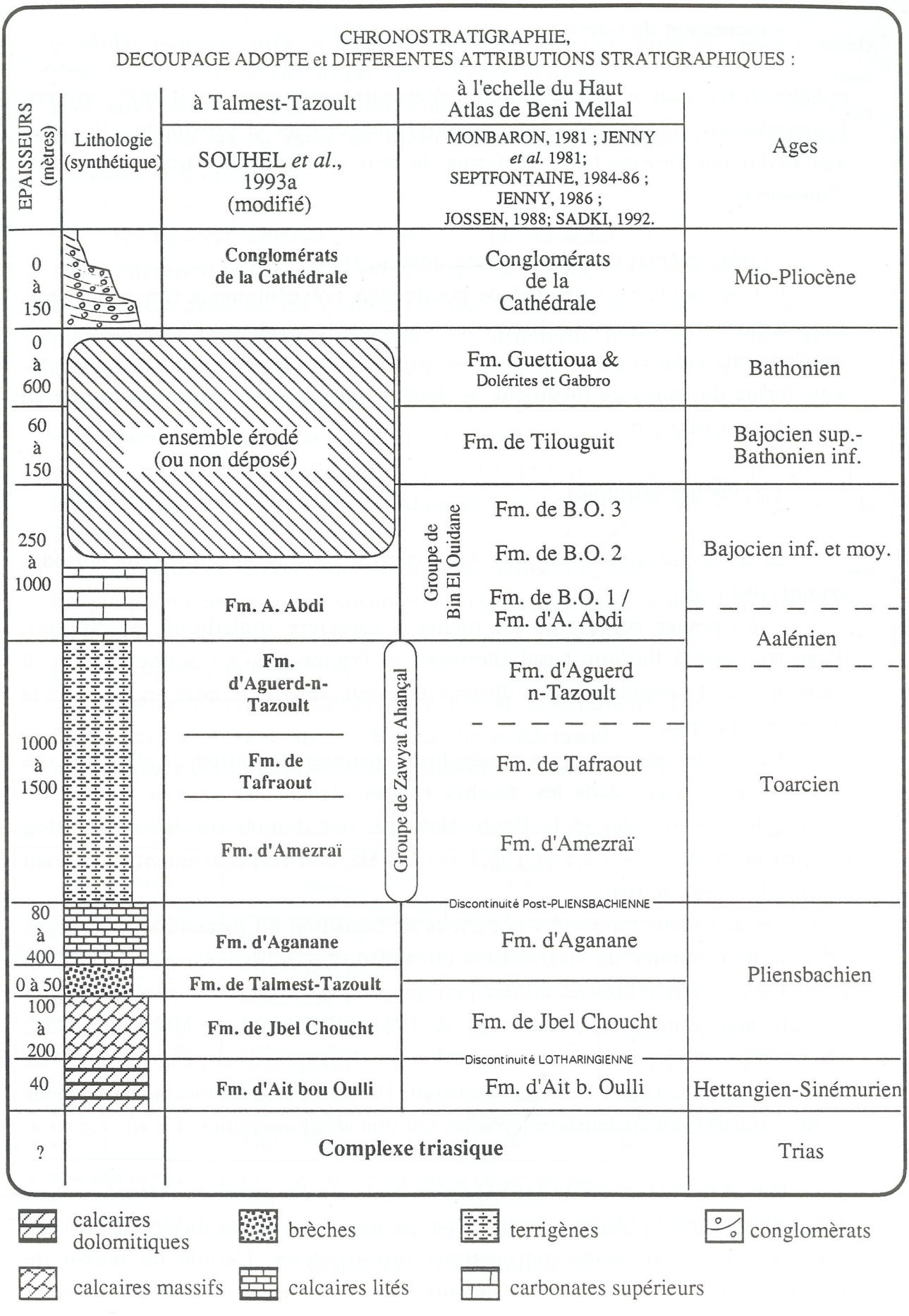


figure 11 : Découpage adopté : formations lithologiques ; attributions stratigraphiques

- Formation de Guettioua, Jenny *et al.*, 1981

C'est une formation constituée essentiellement de matériel terrigène : conglomérats, grès et argiles, dont l'épaisseur varie entre 0 et 600 mètres. L'ensemble est organisé en séquences fluviatiles distales et proximales. Elle a un âge bathonien *pro-parte*, et renferme du bois silicifié et des traces de pas de dinosaures.

- Conglomérats de la Cathédrale, Jossen, 1988

Cet ensemble est constitué de poudingues polygéniques à ciment gréseux, constituant notamment le Rocher de la Cathédrale. Latéralement, vers l'Ouest, ces conglomérats passent à des calcaires lacustres. D'âge Mio-Pliocène, ils traduisent, sous forme de cônes de piedmont, le démantèlement de la chaîne atlasique en cours de structuration.

1.3. Roches éruptives

La série mésozoïque du Haut Atlas central a été le siège de deux épisodes éruptifs distincts :

- le premier représente les roches à caractère tholéitique, basaltiques, d'âge triasique à liasique basal (Bertrand et Prioton, 1975 ; Souhel, 1987). Il coïncide avec la première phase distensive responsable de la mise en place de la gouttière atlasique.

Des études géochimiques et géochronologiques (Fiechtner *et al.*, 1992), des tholeiites intercalées dans les couches rouges (Trias-Lias) dans le Haut Atlas central, le Moyen Atlas et la Haute Melouya, ont donnés un âge d'extrusion compris entre 210,4 +/- 2,1 et 196,3 +/- 1,2 Ma, soit respectivement du Norien (Rhétien?) au Sinémurien.

- le deuxième, rapporté à la période de transition du Jurassique au Crétacé, offre un bon exemple de magmatisme intra-plaque (Laville et Harmand 1982). Il a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, chimiques, radiométriques et paléomagnétiques (Jeremine *et al*, 1952 ; Hailwood et Mitchell 1971 ; Chevrement, 1975 ; Rolley, 1973 ; Bardon *et al.*, 1978 ; Westphal *et al.*, 1978 ; Monbaron et Just, 1980 ; Laville et Harmand, 1982). Ces études ont montré que les roches caractérisant ce deuxième épisode, ont une affinité alcaline.

Pour Beraâouz et Bonin (1993) cet épisode alcalin jurassico-crétacé est issu d'un faible degré de fusion partielle d'une source mantellique différente de celle qui a généré les tholeïtes continentales infraliasiques. L'étude du massif de Tighisst, par les mêmes auteurs, montre que ce dernier présente une suite

(cumulât basiques lités et liquides résiduels) qui s'est mise en place à faible profondeur dans un encaissant sédimentaire plastique à la faveur de fractures profondes réactivées. Les phases d'ouverture de l'océan atlantique se seraient accompagnées de la mise en place de formation magmatique intraplaque (Beraaouz et al., 1994).

Les basaltes, attribués au complexe volcano-sédimentaire triasique (Jossen, 1988) affleurent le long de la ride de Talmest-Tazoult sous forme de coulées très altérées. Les gabbros, les syénites (masses intrusives) et les dolérites (dykes de puissance variable), jurassico-crétacés, affleurent bien dans notre secteur d'étude. Les plus importants occupent le coeur de la ride : massifs de gabbro de Talmest au SW et de Tazoult au NE. Ils se présentent sous forme de plutons elliptiques allongés suivant une direction NE-SW, donc parallèle à la ride, sur environ cinq kilomètres. Des dykes de dolérites sont en outre signalés au Nord-Est du village de Zawyat Ahançal, dans le bassin d'Amezraï ainsi qu'au nord de Talmest.

Les seules datations dont on dispose (**figure 12**), sont celles effectuées sur les gisements des régions voisines. Le tableau ci-après donne un aperçu des différentes attributions géo-chronologiques obtenues pour l'ensemble des roches éruptives du Haut Atlas.

Les âges sont échelonnés entre 173 et 119 millions d'années (Bajocien à Barrémien). Ils illustreraient, selon Laville et Harmand (1982), des processus de mise en place brefs mais renouvelés pendant cet intervalle de temps.

Ages radiométriques 10^6 ans	Gisement	Méthode K/Ar sur	Références
* 173 ± 4	Naour (coulée inf.)		
* 169 ± 9	Bin el ouidane (coulée)	plagioclase	Westphal *et al.* (1979)
* 166 ± 3	Naour (coulée sup.)		
o 165 ± 10	Imiter (gabbro)	hornblende	in Smith et Pozzobon (1979)
o 162 ± 10	Imiter (gabbro)		
* 160 ± 3 ; 158 ± 3	Tassent (gabbro)		
* 157 ± 2 ; 154 ± 2	Tassent (gabbro)	biotite	Haillwood et Mitchell (1971)
* 155 ± 3 ; 152 ± 3	Tassent (gabbro)		
o 151 ± 7	Imiter (gabbro)	biotite	in Smith et Pozzobon (1979)
o 144 ± 7	Imiter (gabbro)		
* 134 ± 3 ; 131 ± 3	Tassent (dyke)	roche totale	Haillwood et Mitchell
* 125 ± 2	Ouzoud (coulée)	plagioclase	Westphal *et al.* (1979)
* 121 ± 3 ; 119 ± 3	Tassent (dyke)	roche totale	Haillwood et Mitchell
* 119 ± 3	Talat N'Bordj (coulée)	plagioclase	Westphal *et al.* (1979)

* $\lambda_e = 0{,}584.10^{-10}$ an^{-1} ; $\lambda_\beta = 4{,}72.10^{-10}$ an^{-1} ; $^{40}K/K$ total $= 1{,}19.10^{-4}$ mol mol. — o constantes non précisées.

figure 12 : Ages radiométriques des intrusions mésozoïques du domaine atlasique (d'après Laville et Harmand, 1982)

2. DESCRIPTION DES SÉRIES ÉTUDIÉES

2.1. Bassin sud oriental d'Amezraï

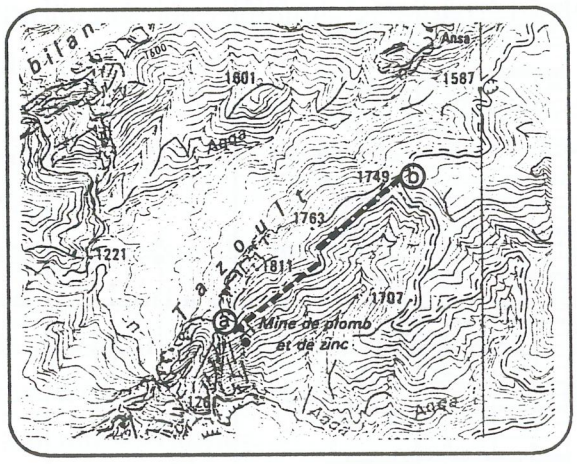
2.2.1. Tazoult

2.2.1.1. Localisation de la coupe

Cette coupe concerne les formations qui se développent sur le flanc sud est de la ride de Talmest-Tazoult. Elle apparaît à la terminaison orientale du Jbel Wawrirout. Elle intéresse les formations de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane.

a : début de la coupe
(X : 433.6, Y : 132)

b : fin de la coupe
(X' : 435, Y' : 153)



La coupe débute au niveau de la mine de Tazoult et se poursuit vers le Nord Est, le long du chemin rejoignant la piste de Tillouguit à Zawyat Ahançal. Le pendage des séries rencontrées varie de 90° au niveau de la mine jusqu'à 45° vers le Sud Est, au sommet de la série. La colonne (**figure 13**) représentant la lithologie montre que les carbonates composant la série étudiée reposent en contact anormal (D1) sur les basaltes triasiques qui représentent, ici, les termes les plus anciens affleurant dans l'axe de la structure diapirique de Talmest-Tazoult.

2.2.1.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation de Jbel Choucht

Visible sur environ 80 m, elle apparaît formée essentiellement par des carbonates. Ce sont des calcaires massifs, bioclastiques à la base, suivis d'environ 30 m de calcaires finement stratifiés, à intercalations marneuses. Nous l'avons subdivisée en deux termes : Jbel Choucht 1 (J.c. 1) et Jbel Choucht 2 (J.c. 2).

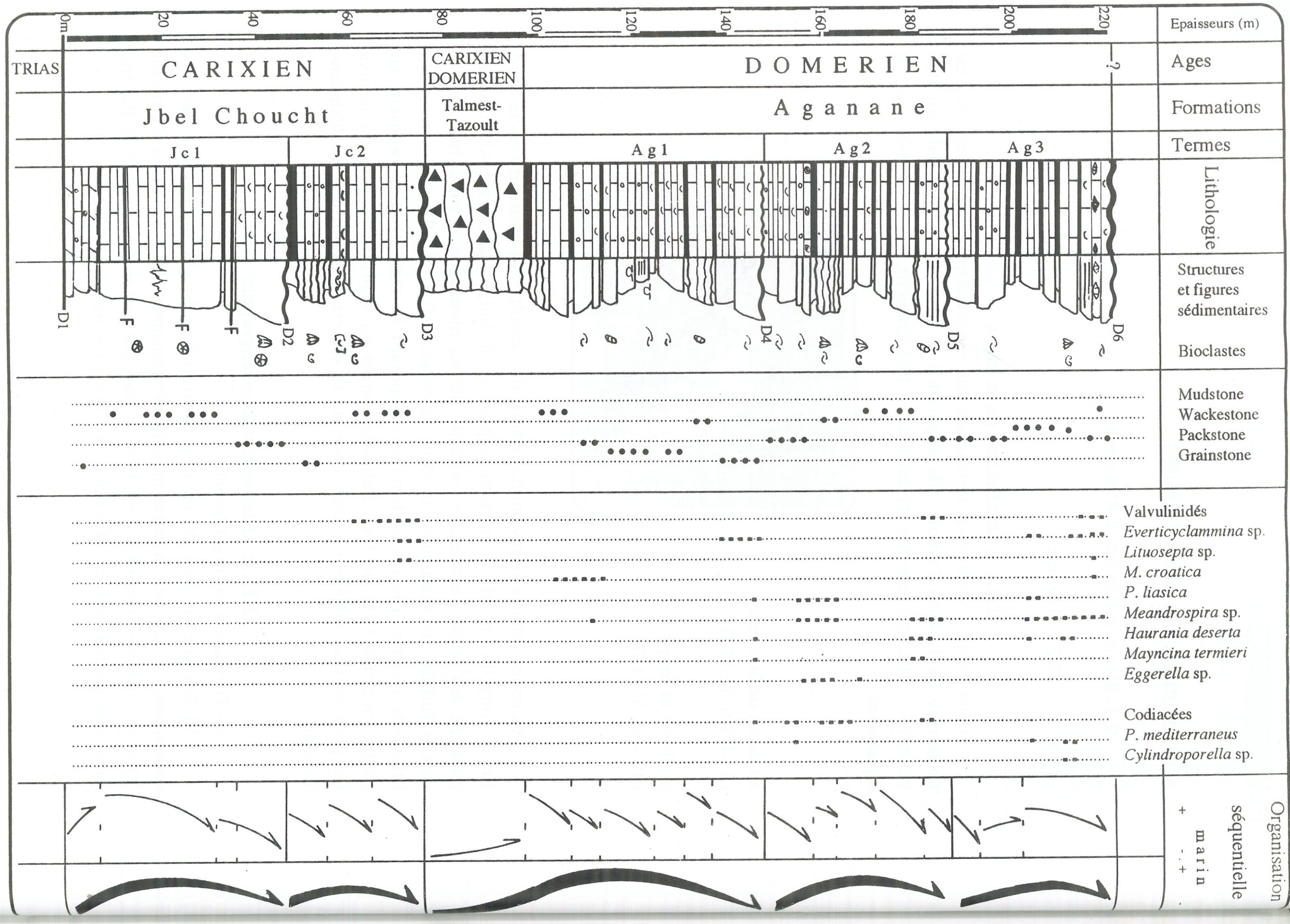


figure 13 : Les carbonates et les brèches du Lias moyen (Carixien-Domérien) de Tazoult

Terme J.c. 1 (50 m) : Cette première unité, affectée par plusieurs failles, est représentée par des calcaires faiblement dolomitisés au sein desquels sont extraits le Plomb et le Zinc de la mine de Tazoult. Ces calcaires, d'apparence homogène, en bancs métriques, sont séparés par des joints marneux. Les bancs supérieurs, moins dolomitisés, sont très riches en lamellibranches et gastéropodes.

Les études faites au microscope permettent de subdiviser le terme J.c. 1 en trois niveaux :

- niveau inférieur (10 m) : calcaires oolithiques, grainstones, encadrés par deux niveaux dolosparitiques de couleur blanche ;

- niveau intermédiaire (30 m) : calcaires mud à wackestones à biohermes de coraux et débris de lamellibranches, de crinoïdes et d'ostracodes. Les bancs sont massifs et présentent des plans stylolitiques ;

- le dernier niveau (15 à 20 m) : calcaires massifs, packstones à bioclastes (lamellibranches, brachiopodes et débris de crinoïdes).

Terme J.c. 2 (30 m) : Au-dessus des calcaires massifs et bioclastiques du terme J.c. 1, on remarque une surface avec des fentes de dessiccations ferruginisée correspondant à la discontinuité D2. Sur cette dernière s'installe un niveau marneux de trois mètres, très riche en gastéropodes et débris de grands lamellibranches, annonçant les calcaires stratifiés.

L'ensemble calcaire qui suit peut être divisé en quatre parties séparées par des niveaux marneux de couleur rouge. Le passage entre les calcaires et les marnes est net. Le sommet des bancs calcaires présente parfois des surfaces oxydées marquant les baisses (oscillations) du niveau marin. Ce sont de bas en haut :

- calcaires lités (10 m) de couleur beige et présentant des bancs ondulés ne dépassant pas un mètre. Ce sont des sparites à la base qui se poursuivent par des oomicrosparites à bioclastes (brachiopodes et ostracodes) ;

- banc calcaire (5 m) particulièrement riche en faune : lumachelle à brachiopodes et gastéropodes associés à des crinoïdes et à des foraminifères (*Mesoendothyra croatica* GUSIC). A son sommet on note une surface de condensation de grands lamellibranches (lithiotidés : *Lithiotis* sp. et *Opisoma* sp.);

- calcaires massifs (10 m), de couleur beige, mudstones à wackestones à brachiopodes et à valvulinidés ;

- le dernier ensemble (10 à 15 m) est une biomicrite à la base, suivie d'une biomicrite quartzeuse. La biophase, importante, est composée de lamellibranches, *Lituosepta* sp. (caractéristiques du Lias de la région),

Everticyclammina sp et valvulinidés.

b - Formation de Talmest-Tazoult

Les calcaires de l'ensemble J.c. 2 sont couverts en discontinuité (D3, surface d'érosion ravinante) par un épisode bréchique de 20 à 30m d'épaisseur.

Ce sont des brèches (**planche III, photos 1 et 2**) qui se présentent en bancs très irréguliers. Les éléments, anguleux, non jointifs et hétérogènes (calcaire à bird's eyes, calcaires oolithiques, calcaires à grands lamellibranches) qui les constituent, sont de taille variable (1 à 30 cm). La présence de ces éléments, d'origine diverse, laisse penser qu'ils proviennent de l'érosion des formations sous-jacentes de Jbel Choucht et d'Aït Bou Oulli(?).

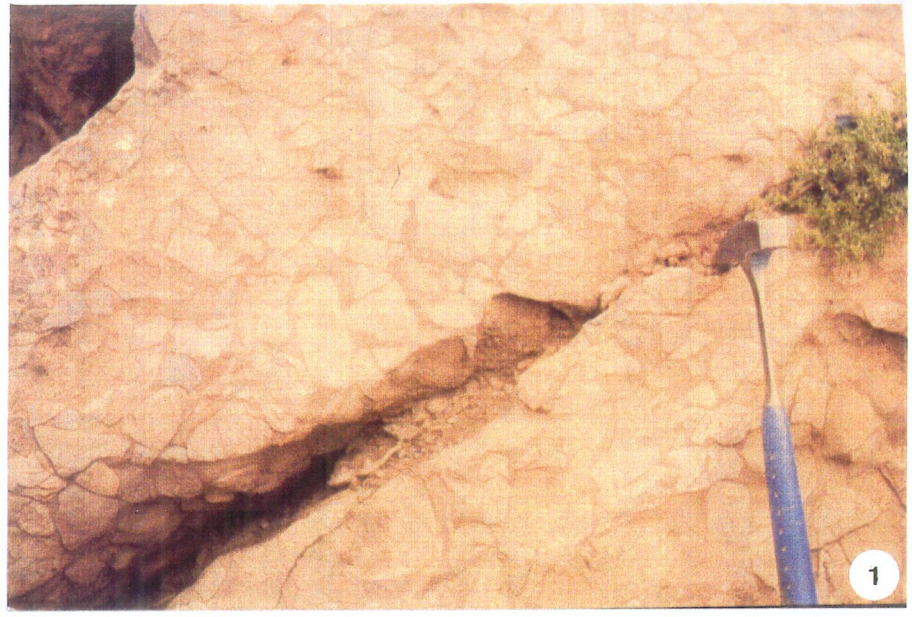
Les études microscoPiqués dans ces niveaux bréchiques montrent, entre les éléments calcaires, une matrice argileuse, de couleur rouge, ferruginisée. La masse bréchique ne présente pas une variation d'épaisseur très importante ni un granoclassement particulier. La brèche de Talmest-Tazoult disparaît latéralement, sur le flanc sud est de la ride, tant vers le Sud Ouest (chevauchée par le complexe triasique) que vers le Nord Est (en biseau), pour réapparaître, de nouveau, sur le flanc opposé, nord occidental, entre les mêmes formations.

Il convient de noter qu'au Sud de la ride de Talmest-Tazoult, en dehors de notre domaine d'étude (à Assemsouk, *cf.* figure 2), des mégabrèches d'âge pliensbachien, appartenant à la formation d'Ait Bazzi, sont signalées par Jossen, (1988).

c - Formation d'Aganane

Sur les brèches de la formation de Talmest-Tazoult, s'installe un ensemble sédimentaire formé, sur environ 130m, par des calcaires stratifiés, représentant la formation d'Aganane. Cette dernière peut être subdivisée en trois termes lithostratigraphiques, Aganane 1 (A.g. 1), Aganane 2 (A.g. 2) et Aganane 3 (A.g. 3), présentant, chacun, une évolution cyclique (calcaires-marnes-calcaires)

Terme **A.g. 1** (50 m) : il débute avec un niveau de marnes (1 à 2 m) de couleur rouge, indurées et stratifiées. Le passage des brèches aux marnes se fait de manière brusque. Les calcaires qui forment la quasi totalité du terme A.g. 1 sont très fossilifères, organisés en séquences de comblement (marnes-calcaires). Les bancs calcaires, séparés par des joints marneux (entre 5 cm et 1 m d'épaisseur), montrent dans l'ensemble une stratodécroissance à la base, et une stratocroissance au sommet. Ils sont particulièrement riches en biostromes à grands bivalves (*Cf.* planche III, photos 3 et 4), en brachiopodes, en ostracodes et



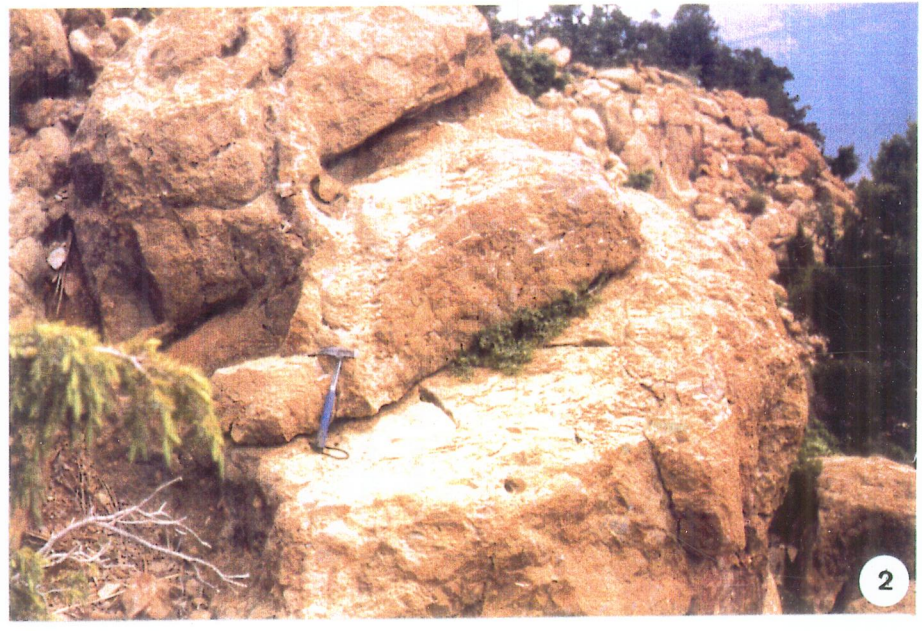


PLANCHE : III

en laminations algaires. Les premiers bancs calcaires de cet ensemble contiennent en abondance *Lithiotis* sp. et *Opisoma* sp. En revanche, les derniers bancs ne contiennent que des *Opisoma* sp. seules.

On peut voir, dans la topographie, six ensembles, débutant chacun par des marnes (1 à 2 m) azoïques et se poursuivant par des calcaires. De bas en haut, il s'agit de :

- calcaires mudstones à wackestones (9 m), stratifiés (20 à 30 cm). Les strates sont ondulées à la base. Le sommet de cet ensemble a livré des foraminifères (*Mesoendothyra croatica* GUSIC) ;

- calcaires (8 m) oolithiques (bioclastiques et moins oolithisés au sommet) : oosparites à bioclastes (lamellibranches) et à foraminifères (*Mesoendothyra croatica* GUSIC et Meandrospira sp.) ;

- calcaires stratodécroissants (12 m) : packstones à grainstones contenant des algues et des lamellibranches. Ils montrent des niveaux oolithiques qui comportent à leur sommet des traces de bioturbations (verticales) ;

- calcaires bioclastiques (5 à 6 m) : biomicrosparites à débris de lamellibranches et de brachiopodes ;

- wackestone (5 à 6 m) à algues et à strates centimétriques ondulées

- grainstones (11 m) à bioclastes (lamellibranches) et foraminifères. La microfaune se compose de foraminifères benthiques : *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Everticyclammina* sp., *Haurania deserta* HENSON et *Mayncina termieri* HOTTINGER. La microflore se limite à des codiacées. La limite supérieure du terme A.g. 1 est marquée par une surface, irrégulière, encroutée (encroutement algaire?), oxydée, représentant la discontinuité D4.

Terme **A.g. 2** (40 m) : Ce terme présente les mêmes caractéristiques lithologiques que celui qui le supporte (présence de calcaires bioclastiques et de niveaux oolithiques). Son importance et sa spécificité résident dans le fait qu'il nous a livré une microfaune importante du point de vue biostratigraphique. Elle est caractéristique de la "Biozone E" du Lias moyen, établie par Septfontaine (1984), (*cf.* figure 4). On peut subdiviser le terme A.g. 2 en trois parties :

- calcaires inférieurs (10 à 12 m). Ce sont des packstones. Ils débutent avec un niveau oolithique, se poursuivent par des calcaires beiges, à strates métriques, bioclastiques et s'achèvent avec des calcaires à oncolithes de couleur ocre. Le contenu faunistique se compose de : *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Eggerella* sp., *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA) et codiacées

- calcaires intermédiaires (22 m). C'est un ensemble stratodécroissant à la base et stratocroissant au sommet. Les niveaux marneux sont de couleur rouge,

bioclastiques (débris de lamellibranches). Il s'agit de wackestones qui débutent avec des calcaires (6 à 7 m) en bancs ondulés (gréseux à la base), à brachiopodes, lamellibranches, *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Eggerella* sp. Cet ensemble se poursuit avec des biomicrites (15 m) à lamellibranches, ostracodes, brachiopodes et à foraminifères (*Mayncina termieri* HOTTINGER, *Haurania deserta* HENSON)

- calcaires supérieurs (8 m). Ce sont des packstones à matrice oosparitique stratifiés (60 à 80 cm), à base ondulée, à algues (codiacées), lamellibranches et à foraminifères, formant parfois le noyau des oolithes (valvulinidés, *Haurania deserta* HENSON, *Meandrospira* sp)

Terme **A.g. 3** (40 m) : c'est un ensemble à dominante calcaire qui débute au-dessus de la discontinuité D5, représentée, ici, par une surface d'émersion (fentes de dessiccation ferruginisées). Il marque la fin de la formation d'Aganane et présente des bancs stratocroissants (60 cm à 1m d'épaisseur). Les calcaires sont très riches en biostromes de grands lamellibranches. Cet ensemble représente le passage des dépôts carbonatés à des dépôts détritiques du Lias moyen de la formation d'Amezraï. Son sommet est marqué par une discontinuité (D6) caractérisée par des fentes centimétriques, ferruginisées, probablement d'origine tectonique.

Les calcaires sont de couleur ocre et les marnes, qui forment des joints entre les ensembles calcaires, sont bioclastiques (débris de lamellibranches et d'échinodermes) et à éléments millimétriques, arrondis, de couleur noire (assimilables à des oolithes). L'étude du microfaciès nous permet de subdiviser cet ensemble en trois sous ensembles qui sont de bas en haut :

- packstones (20 m) composés de deux masses calcaires distinctes, stratocroissantes. La partie inférieure est massive, la partie supérieure, stratifiée, oolithique et à débris de lamellibranches ;

- wackestones à packstones (15 m) stratodécroissants, à brachiopodes et ostracodes au sommet. Les bancs sont de taille centimétrique à la base et métrique au sommet. L'évolution de faciès type, à l'échelle du banc, montre des calcaires bioclastiques-calcaires à foraminifères-calcaires à stromatholites plans puis contournés. La microflore et la microfaune sont abondantes et diversifiées. En effet, on peut citer : *Everticyclammina* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Meandrospira* sp., *Haurania deserta* HENSON, *Cylindroporella* sp. et *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA) ;

- calcaires (5 m) stratifiés (20 à 30 cm), de couleur ocre et bioclastiques : packstones, encadrant un niveau de mud à wackestone à bird's eyes. La microfaune se compose de : *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Everticyclammina*

sp., *Lituosepta* sp., *Meandrospira* sp. et valvulinidés.

2.2.1.3. Attributions stratigraphiques

Aucun organisme n'a permis d'apporter des renseignements sur l'âge des sédiments de la formation de Jbel Choucht et des brèches de la formation de Talmest-Tazoult qui lui succèdent.

Nos études microscoPiqués des niveaux calcaires ont permis de mettre en évidence, dans les dépôts de la formation d'Aganane, l'association des foraminifères, *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Haurania deserta* HENSON et *Everticyclammina* sp., qui correspondent à la biozone "E" du Lias moyen de Septfontaine, 1986, d'âge domérien moyen.

Les âges proposés (Carixien pour la formation de Jbel Choucht, Carixien sommital-Domérien basal pour la formation de Talmest-Tazoult et Domérien pour la formation d'Aganane) sont conformes aux attributions de Septfontaine (1986) pour la coupe de Jbel Choucht, et de Jossen (1988) sur la carte géologique de Zawyat Ahançal.

Ces derniers auteurs ont en effet signalé la présence de *Seguinziceras cf. algovianum* dans la série (sans localisation précise) pliensbachienne de notre région et de rares poches à petites ammonites au passage du Carixien au Domérien.

Il est à noter que les faunes à Hesperithyris datant le Carixien inférieur (zone à Jamesoni) dans le Moyen-Atlas (Alméras, 1993) et caractéristiques des faciès à mégalodontidés déposés sur les plates-formes carbonatées s'ouvrant de manière exceptionnelle sur le milieu marin franc, n'ont pas été observées.

2.2.1.4. Milieu de dépôt

D'après les critères faciologiques (calcaires fins), lithologiques (bancs épais, massifs puis minces et lités) et paléontologiques (brachiopodes, lithiotidés, ostracodes et foraminifères) ci-dessus mentionnés, la formation carixienne de Jbel Choucht présente des variations importantes du milieu de dépôt.

En effet, pour J.c. 1, la base étant oolithique et légèrement dolomitisée correspondrait à un milieu de plate-forme interne (milieu inter à supratidal). La partie médiane, renfermant des biohermes de coraux, marque un milieu de plate-forme externe et la proximité d'une barrière récifale. La partie supérieure (calcaires bioclastiques) représenterait un milieu de plate-forme interne (milieu subtidal).

Pour J.C. 2, la présence en abondance de brachiopodes, lamellibranches et

foraminifères benthiques suggère un milieu de plate-forme interne. Avec un milieu intertidal à la base (oolithes) et au sommet (barres calcaires gréseuses) et subtidal dans la partie médiane (calcaires à concentration de lamellibranches et à ostracodes).

Les microfaciès (dominance d'oosparites), la faune (foraminifères benthiques) et l'abondance d'algues, indiquent que la sédimentation des calcaires de la formation d'Aganane s'est maintenue au niveau d'une plate-forme interne (domaine restreint et agité). Dans l'ensemble, les milieux oscillent entre une plate-forme agitée (niveaux oolithiques) et peu agitée (calcaires bioclastiques) et montre trois séquences d'ouverture-comblement (A.g. 1, A.g. 2 et A.g. 3)

Les niveaux bioturbés (A.g. 1) et gréseux (A.g. 2) montrent une diminution de la bathymétrie. Les discontinuités D4, D5 et D6 indiquent les phases d'émersion.

On note toutefois, entre les formations de Jbel Choucht et d'Aganane, l'ensemble bréchique de la formation de Talmest-Tazoult, qui associe dans un ciment ferrugineux les éléments calcaires du Carixien-Sinémurien?. Ces derniers sont anguleux, hétérométriques et très mal triés, évoquant une évolution très proche de l'émersion (milieu supratidal). Ces brèches marqueraient la surrection de la plate-forme liasique au niveau de la future ride de Talmest-Tazoult (voir chapitre III).

NB : Pour Du Dresnay (1977), et Septfontaine (1986), les niveaux à grands lamellibranches (*Lithiotis* sp. et *Opisoma* sp.) représentent des dépôts de lagon, en arrière de la zone construite coraligène. Pour Bosellini (1972), le même faciès représente un milieu intertidal et les biostromes à grand lamellibranches seraient parfois liés à des chenaux de marée.

2.2.2. Ait Allal

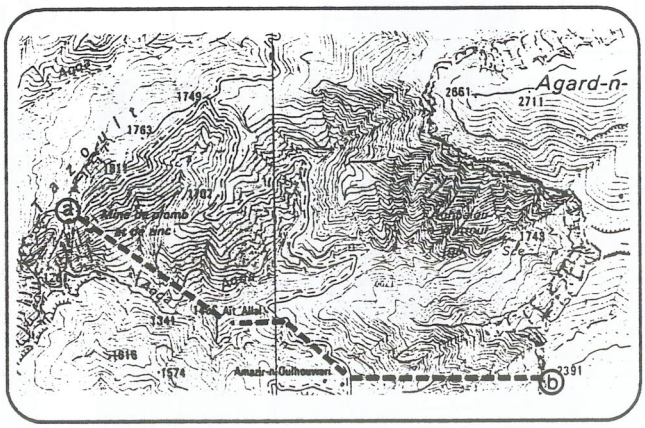
2.2.2.1. Localisation de la coupe

Cette coupe (figure : 14) concerne le remplissage détritique du bassin d'Amezraï, groupe de Zawyat Ahançal (formations d'Amezraï, de Tafraout et d'Aguerd n-Tazoult), et une partie de la corniche calcaire sus-jacente (formation d'Ait Abdi). Elle commence à partir de la rivière de Zawyat-Ahançal (au dessous de la mine de Tazoult) dans le Domérien supérieur et se poursuit vers le Sud en passant par la maison d'Ait Allal. Le pendage des couches, de 50° vers le Sud Est à la base, diminue progressivement jusqu'à 10 à 15° dans la même direction au sommet de la série, soit au contact de la corniche carbonatée, aaléno-bajocienne.

En raison des fortes épaisseurs de la série détritique représentant ici le groupe de Zawyat Ahançal, nous prendrons la coupe d'Ait Allal comme coupe de référence pour la série du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien.

a : début de la coupe
(X : 433.6, Y : 152)

b : fin de la coupe
(X' : 436, Y' : 149.5)



2.2.2.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation d'Amezraï

Elle succède à la formation d'Aganane par l'intermédiaire de la discontinuité D6 (fond durci avec des fentes d'origine tectonique ferruginisées). C'est une unité essentiellement terrigène. Elle est formée par des grès et des marnes auxquels s'associent de rares bancs calcaires. Dans le bassin d'Amezraï, cette formation atteint 500 m et peut être subdivisée en quatre termes montrant une organisation séquentielle et un contenu fossilifère caractéristiques.

Terme **A.m. 1** (50 m) : Le terme A.m 1 est formé par une alternance de grès et de marnes gréseuses très riches en fossiles, l'ensemble est coiffé par

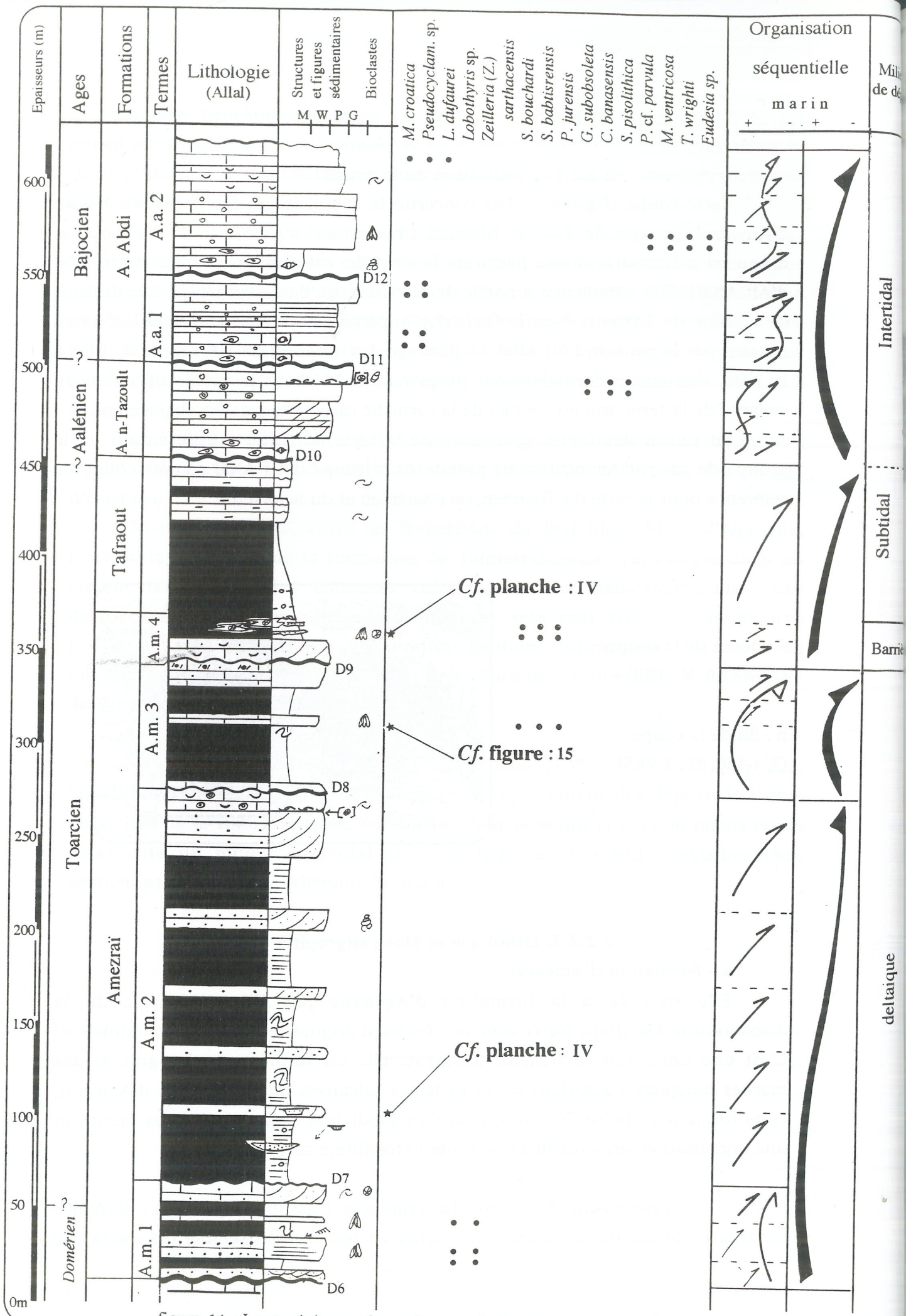
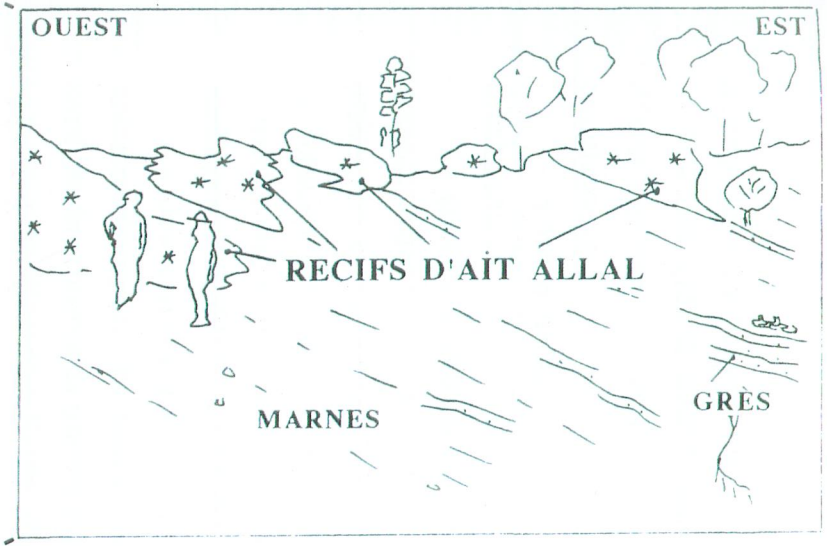


figure 14 : Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien d'Ait Allal

deltaique

Subtidal

Intertidal



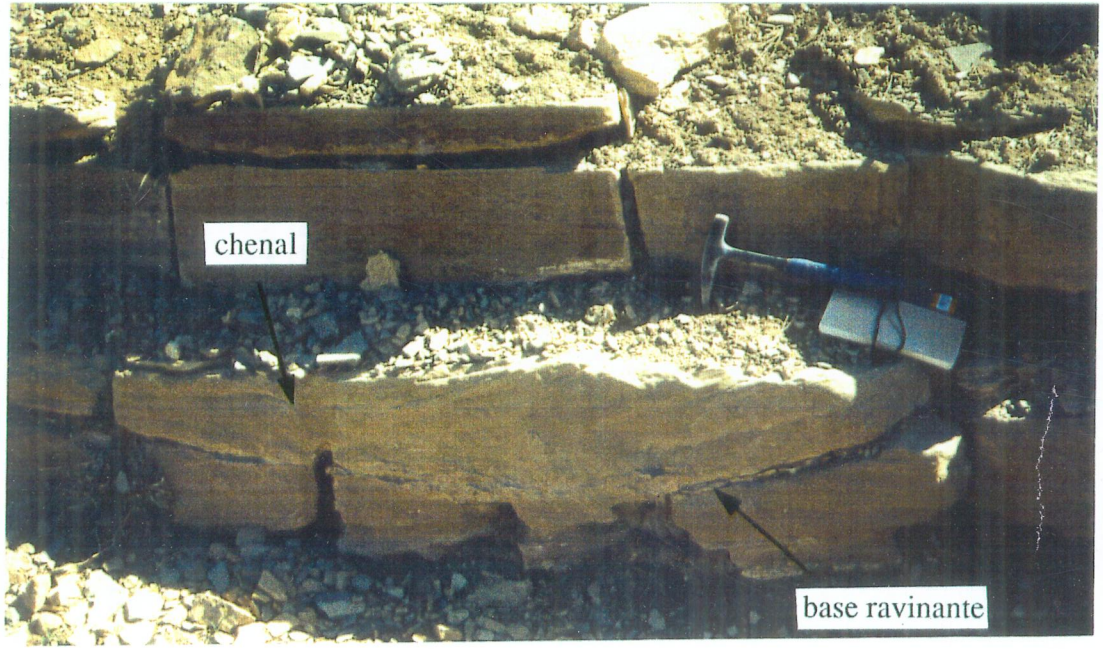


PLANCHE IV - en haut : Récif d'Ait Allal (terme A.m. 4), X : 435/Y : 151, en bas : dépôt de chenal (formation d'Amezraï).

des calcaires. De bas en haut, on peut y différencier :

- des grès à stratifications obliques entrecroisées. Les grès sont fins, à débris ligniteux, de couleur sombre. Les bancs présentent des surfaces souvent onduleuses ;

- marnes gréseuses à débris de fossiles (lamellibranches ; gastéropodes ; brachiopodes) ;

- grès fins, débités en strates centimétriques, séparées par des niveaux de marnes indurées et de taille centimétrique. La base montre des stratifications planes. En revanche le sommet montre des stratifications obliques entrecroisées. Le sommet des bancs montre des rides de courant asymétriques. Les inter-lits marneux ont livré des brachiopodes (dont *Lobothyris* sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS) ;

- des marnes gréseuses fossilifères, feuilletées et montrant des niveaux gréseux slumpés. Ces marnes englobent un banc de calcaire packstone qui a livré des brachiopodes (même association que celle mentionnée ci-dessus) ;

- par l'intermédiaire d'un niveau gréseux, on passe à une barre de calcaires à intraclastes, gréseux, à stratifications obliques planes. Ces calcaires sont de texture grainstone et renferment des débris de brachiopodes et d'oursins.

La discontinuité D7, qui termine la série, est une surface irrégulière qui marque le passage des carbonates fossilifères aux terrigènes sus-jacents. Elle est soulignée par un horizon ferruginisé et encroûté (lamellibranches ?). Cette surface est assimilée à une surface sous-marine durcie.

Terme **A.m. 2** (200 m) : Le terme A.m. 2 est caractérisé par une dominance de marnes de couleur verte dans lesquelles s'intercalent des niveaux gréseux. Les grès sont de couleur rouge. Le sommet de cet ensemble est occupé par une barre carbonatée. On peut le subdiviser en trois grandes unités bien distinctes :

- unité inférieure (175 m) : formée de marnes et de grès. Les marnes sont gréseuses, feuilletées et montrent parfois des nodules calcaires (à la base). Les niveaux les plus gréseux montrent des structures glissées (slumps) et renferment parfois des intercalations des bancs gréseux de forme lenticulaire, assimilés à des remplissages de chenaux (**planche** IV). Les niveaux à *slumps* de taille métrique y sont fréquents. Ils caractérisent des phénomènes de glissements sous aquatiques, synsédimentaires, impliquant des niveaux de grès fins. La direction de glissement nous donne une polarité sédimentaire vers l'Ouest.

Les niveaux gréseux, dont le dernier à livré des gastéropodes, sont des grès finement lités et présentent des stratifications obliques ou entrecroisées. Le

premier banc gréseux montre des dépôts de chenaux, à base ravinante. Ces niveaux gréseux sont essentiellement des turbidites gréseuses de taille métrique. Elles se présentent sous forme de séquences montrant à leur base des dépôts sableux grossiers, puis des grès fins et laminaires. Elles se terminent par des argiles sableuses

- unité moyenne (25 m), ce sont des grès massifs à stratifications obliques planes.

- dernière unité (13 m), calcaires bioclastiques, à oncolithes, très riches en lamellibranches et débris de crinoïdes. Ce sont des grainstones. Le passage des grès, sous-jacents, aux calcaires est marqué par des concentrations de polypiers coloniaux de grandes taille (20 cm) et des bryozoaires.

Terme A.m. 3 (75 m) : Au-dessus de la discontinuité D8, surface encroûtée, oxydée et marquée par des bioturbations au toit des calcaires oncolithiques, on rencontre de nouveau une série marneuse, de couleur verte, une barre calcaire à brachiopodes, des marnes puis, au sommet, une barre marno-calcaire micro-conglomératique.

Les mêmes phénomènes de glissements synsédimentaires, impliquant des niveaux de marnes gréseuses peuvent êtres signalés dans la partie basale de ce terme A.m. 3 (figure 15).

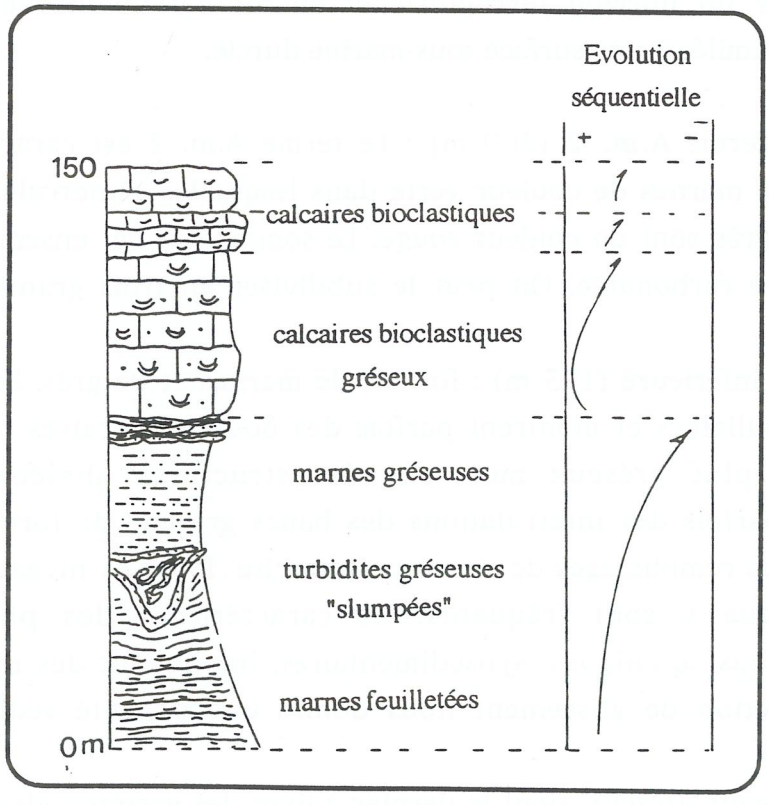


figure 15 : glissement synsédimentaire dans les marnes d'Amezraï

La barre de packstones gréseux, de la partie moyenne de cet ensemble est très riche en fossiles, essentiellement des brachiopodes. Il s'agit de *Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON), *S. babtisrensis* (ROUSSELLE) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT). Associés au brachiopodes on peut, en outre, noter la présence de lamellibranches, gastéropodes et de débris d'oursins. Un niveau à condensation de faunes (débris de lamellibranches et gastéropodes) clôture cette zone fossilifère.

L'ensemble de calcaires wackestones à packestones marneux, gréseux, du sommet, montre des extraclastes. Ce sont des éléments centimétriques de forme variable, concentrés au sommet du banc.

Au-dessus du dernier ensemble on peut voir une discontinuité sédimentaire marquée par des figures d'émersion (fentes de dessiccation) représentant la discontinuité D9.

Terme **A.m.** 4 (30 m) : Il représente le complexe récifal d'Ait Allal. Cet ensemble débute par une barre de calcaires gréseux, oolithiques, bioclastiques, stratocroissante, au-dessus de laquelle s'installent des marnes à masses récifales carbonatées (*Cf.* planche IV) de plus en plus jeunes en allant du Nord Ouest vers le Sud Est. Les récifs sont essentiellement formés par des polypiers coloniaux auxquels se mêlent des brachiopodes (même association que l'ensemble précédent : *Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON), *S. babtisrensis* (ROUSSELLE) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT))de la zone à Serpentinus. Les récifs, installés sur des marnes, se présentent sous forme de masses construites lenticulaires (10 à 30 m de longueur, et 10 à 15 m de largeur et 3 à 4 m de hauteur) qui passent latéralement, vers le Sud Est et le Nord Est, à des horizons gréseux. Les niveaux récifaux sont connus à l'échelle régionale comme la limite de la formation d'Amezraï.

b - Formation de Tafraout

La formation de Tafraout (80 m) est représentée par des marnes et par des calcaires marneux au sommet.

Les marnes sont à nodules calcaires, et montrent des alternances avec des grès. Les marnes et les niveaux gréseux sont très finement lités, de couleur verte. Les niveaux gréseux sont centimétriques et montrent des stratifications obliques entrecroisées.

Au sommet de cette formation on rencontre deux masses calcaires, en bancs irréguliers, ondulés, stratocroissantes et riches en débris de lamellibranches. Les calcaires sont marneux. Au sommet du dernier banc, une surface ferrugineuse correspond à la discontinuité D.10.

c - Formation d'Aguerd n-Tazoult

Au-dessus de la discontinuité D.10, vient la formation d'Aguerd n-Tazoult, qui est représentée, sur environ 60 m, par des calcaires à bird's eyes, des calcaires oolithiques ou à oncolithes puis des calcaires de nouveau oolithiques.

Les calcaires à bird's eyes, à bancs centimétriques, de couleur claire sont essentiellement des micrites et les bird's eyes sont de grande taille (0,3 cm).

Les calcaires oolithiques de la base sont des grainstones à stratifications obliques planes

Les calcaires marneux à oncolithes, bien stratifiés ont livré des brachiopodes de la zone à Murchizonae?-Bradfordensis. Il s'agit de *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN).

La partie supérieure (calcaires essentiellement oolithiques, métriques, massifs, séparés par des joints marneux), est biodétritique et riche en biohermes lenticulaires, non lités, de crinoïdes et de polypiers. Le sommet montre, sur 20cm, des laminations algaires représentées par des alternances de lamines, de taille centimétrique, de couleur blanche et grise.

d - Formation d'Ait Abdi

Au-dessus de la discontinuité D.11, caractérisée par une surface durcie, la formation d'Ait Abdi (125 m) se caractérise par deux ensembles carbonatés, d'apparence massive, correspondant aux termes A.a 1 et A.a. 2.

- Terme A.a. 1 (50 m) : Cette unité débute par des calcaires à bird's eyes, se poursuit par des calcaires oolithiques à *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Pseudocyclammina* sp., lamellibranches, gastéropodes et débris de crinoïdes.

La série se poursuit par des calcaires micritiques à bird's eyes puis des calcaires oolithiques, gréseux, à strates métriques et s'achève par des calcaires renfermant des débris de coraux, d'algues et de bivalves et des foraminifères (*Mesoendothyra croatica* GUSIC et *Pseudocyclammina* sp.).

- Terme A.a. 2 (75 m) : ce terme présente les mêmes caractéristiques lithologiques que celui qui le supporte (calcaires d'apparence massive sans alternance de marnes). Son importance réside dans le fait qu'il nous a livré une faune importante du point de vue biostratigraphique.

Il débute avec des mudstones à bird's eyes contenant des gastéropodes. Il se poursuit par des calcaires oolithiques massifs à brachiopodes : *Parvirhynchia* cf. *parvula* (DESLONGCHAMPS), *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON) et *Rugitela prebullata* ROUSSELLE.

Cet ensemble se poursuit par des calcaires bioclastiques, packstones et s'achève avec des calcaires de couleur blanchâtre à faune de foraminifères composée de *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Pseudocyclammina* sp. et *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES.

2.2.2.3. Attributions stratigraphiques

Les seuls organismes qui ont permis d'apporter des renseignements sur l'âge des ensembles sédimentaires décrits ci-dessus sont les brachiopodes.

Le terme A.m. 1, de la formation d'Amezraï, est daté par des faunes de la zone à Margaritatus (*Lobothyris* sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS)) qui représente le Domérien. L'association existe au même niveau dans le Moyen Atlas (Elmi *et al.*, 1991, pl. 1, fig. 6).

L'ensemble de dépôts formé des termes A.m. 3 et A.m. 4 est daté du Toarcien par des brachiopodes de la zone à Serpentinus, récoltés au niveau du complexe récifal d'Ait Allal (*Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON), *S. babtisrensis* (ROUSSELLE) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT)). Cet âge est attesté par les *Soaresirhynchia* qui se situent sous le niveau à *Hildoceras bifrons* (toarcien inférieur, zone à Serpentinus). *P. jurensis*, espèce qui accompagne ces formes, est signalée dans le Haut Atlas central, depuis le Toarcien à *Hildoceras* jusqu'au sommet de l'étage (ROUSSELLE, 1973). Dans la province nord ouest européenne, elle ne semble pas dépasser la zone à Pseudoradiosa du Toarcien supérieur (Ager, 1962).

Les faunes à *Homoeorhynchia*, *Telothyris* et à *Sphaeroidothyris*, abondantes dans le Toarcien moyen du Moyen Atlas (Elmi *et al.*, 1991), n'ont pas été observées.

Le terme A.m. 2 sous-jacent est rapporté au Toarcien inférieur à partir des seuls arguments de position dans la série d'Ait Allal.

La formation de Tafraout, sus-jacente, représenterait le Toarcien moyen et le Toarcien supérieur.

Les dépôts de la formation d'Aguerd n-Tazoult sont d'âge aalénien comme l'indiquent les brachiopodes de la zone à Bradfordensis / Murchizonae : *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN). Il est à noter que *S. pisolithica* montre une répartition verticale un peu plus réduite dans le domaine nord-téthysien français, où on le connaît dans la sous-zone à Murchizonae et dans la zone à Bradfordensis (Alméras *et al.*, 1991).

La présence des brachiopodes prélevés dans les calcaires oolithiques du terme A.a. 2 (*Parvirhynchia* cf. *parvula* (DESLONGCHAMPS), *Monsardithyris*

ventricosa (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON) et *Rugitela prebullata* ROUSSELLE) donne un âge bajocien à ce terme.

Les âges proposés sont conformes aux attributions de Jossen, sur la feuille de Zawyat Ahançal (1988). En effet, la formation d'Amezraï ainsi que celle de Tafraout ont un âge domérien supérieur-toarcien inférieur. La formation d'Aguerd n-Tazoult représente les dépôts du Toarcien moyen et supérieur-Aalénien pro-parte. Quelques ammonites ont été prélevées au sommet de cette formation (localisation non précisée). Il s'agit de *Plammatoceras* gr. *spinosum* (Jossen, 1988). Les dépôts de la formation d'Ait Abdi représentent l'Aalénien *pro-parte*-Bajocien.

2.2.2.4. Milieu de dépôt

Les figures et structures sédimentaires (slumps, remplissages de chenaux et stratifications obliques) décelées dans les dépôts rythmiques formés de marnes, grès et calcaires, plaident en faveur d'un milieu de dépôt deltaïque à taux de sédimentation élevé pour la formation d'Amezraï et pour la partie basale de la formation de Tafraout. La géométrie et l'épaississement des séries témoignent de la migration des dépôts-centres vers le Nord Ouest dans le bassin d'Amezraï.

Cette évolution pourrait être expliquée par la poursuite de la surrection de l'anticlinal de Talmest-Tazoult (déjà soulignée par les brèches au passage Carixien-Domérien), au cours du Toarcien inférieur. Selon l'indication des figures sédimentaires (direction des slumps) et de l'épaississement de la série, le remplissage deltaïque se ferait d'Est en Ouest.

Le récif d'Ait Allal montre que la géométrie du remplissage deltaïque a montré des zones hautes ou des barrières vers la fin du Toarcien.

Les niveaux carbonatés supérieurs des formations d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi témoignent de zones hautes, à forte énergie (dominance des oolithes), sur la plate-forme nouvellement mise en place sur l'édifice deltaïque, au cours de l'Aalénien-Bajocien. Les environnements oscillent alors autour des milieux de plate-forme interne inter à supratidaux. L'abondance des niveaux à bird'eyes témoigne d'un environement de plate-forme interne.

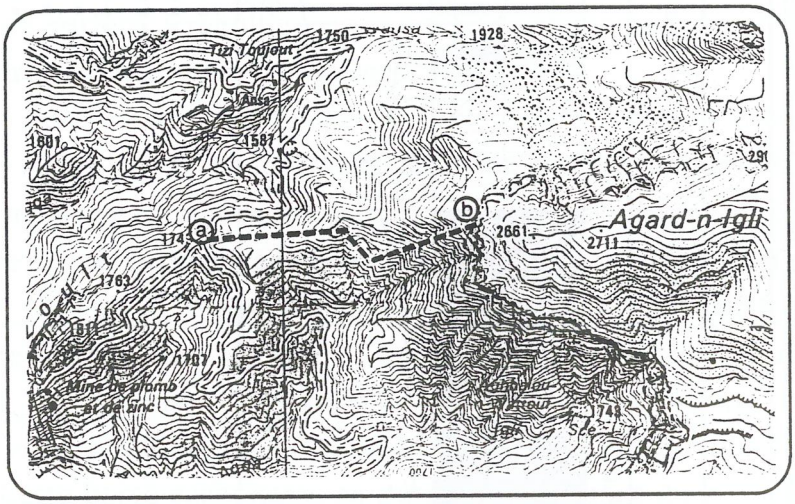
2.2.3. Aguerd n'Igli (source)

2.2.3.1. Localisation

Il s'agit d'une section représentant, à 4 km plus à l'Est, un équivalent latéral de la coupe d'Ait Allal, précédemment examinée. Elle débute au croisement des deux pistes qui mènent, l'une de la Mine de Tazoult à Zawyat Ahançal et l'autre de cette même exploitation à Tillouguit. Cette coupe (**figure 16**), débute dans la formation d'Amezraï, traverse toute la succession du Toarcien-Aalénien en direction du Sud Est, et s'arrête dans les assises carbonatées du Bajocien, au niveau de la source d'Igli. Le pendage des couches est de 30° vers le Sud Est à la base et décroît progressivement jusqu'à l'horizontale au niveau de la corniche calcaire, au sommet.

a : début de la coupe
(X : 435, Y : 153)

b : fin de la coupe
(X' : 437, Y' : 153)



2.2.3.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation d'Amezraï

Les dépôts dominants qui représentent la formation d'Amezraï sont des marnes et des grès, on note parfois des intercalations de calcaires bioclastiques. On peut subdiviser les séries constituant cette formation en trois termes successifs :

- Le premier (A.m. 1/A.m. 2), épais de 80 m, débute avec des marnes gréseuses, feuilletées, de couleur verte, à intercalations de bancs de grès à débris de végétaux, azoïques. Les deux intercalations gréseuses, métriques, montrent des bancs à stratifications obliques entrecroisées. Les surfaces intra-strates sont planes et les sommets de ces derniers montrent des rides de courant asymétriques.

La direction moyenne de ces rides, mesurée sur le toit des grès, donne une direction d'alimentation du Nord Est vers le Sud Ouest.

figure **16** : Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien d'Aguerd n'Igli

La série se termine par un banc de grès nodulisé et surmonté par une surface pétrie de débris de végétaux, cette dernière est considérée comme la discontinuité D8.

- Par l'intermédiaire de la discontinuité D8, on passe au terme intermédiaire (A.m. 3). Ce dernier, atteignant 100 m d'épaisseur, présente une évolution cyclique (calcaire-marne-calcaire).

On peut y observer, à la base, des calcaires bioclastiques, gréseux, à stratifications obliques planes, riches en débris de végétaux et de gastéropodes. Ces calcaires sont surmontés par des alternances de marnes, de couleur verte, azoïques, et de grès, en bancs centimétriques. Ce terme s'achève avec des calcaires bioclastiques, de couleur beige, à stratification oblique plane, montrant des débris de végétaux à son sommet. La discontinuité D9, limitant cette unité au sommet, correspond à une surface irrégulière marquant le changement total de faciès et de couleur (calcaires bioclastiques-grès rouges)

- Le dernier terme (A.m. 4) de la formation d'Amezraï correspond à un banc de grès grossier (2 m), rouge. Le passage aux marnes sus-jacentes est net. Il se fait par l'intermédiaire d'une surface régulière. Le terme se poursuit par une épaisse série marneuse (25 m) à éléments noirs sphériques (oolithes?) et s'achève avec une barre carbonatée (2 m) . Ces calcaires sont oolithiques (quelques oolithes sont micritisées) et ont livré une faune importante de brachiopodes (*Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT)). Cette barre carbonatée se détache nettement du paysage et pourrait être l'équivalent du récif d'Ait Allal. En effet, elle se suit bien dans la topographie, à la limite entre la formation d'Amezraï, marno-gréseuse sous-jacente et celle de Tafraout, à dominance marneuse, qui lui succède. Cette barre carbonatée passe latéralement, vers l'Ouest, à des bancs gréseux.

b - Formation de Tafraout

Au-dessus de la barre à brachiopodes, on peut voir une épaisse série marneuse (50 m) surmontée par des calcaires.

Les marnes sont de couleur vert-jaune, à nodules calcaires et débris de végétaux. Les calcaires marneux (20 m), de couleur noire, sont micritiques et montrent des bancs d'un mètre, ondulés. Le contenu faunistique se compose de débris de crinoïdes et d'algues.

c - Formation d'Aguerd n-Tazoult

Elle débute au-dessus d'une discontinuité ou surface durcie, marquée par

des traces de perforations et par une ferruginisation (D10).

Épaisse de 80 m, elle se compose de :

- mudstones, marneux au sommet. Les bancs sont stratocroissants et métriques. Le faciès de ces derniers se limite à une matrice micritique à débris d'algues, de crinoïdes et de foraminifères. Des brachiopodes ont été prélevés dans ces mêmes niveaux. Il s'agit de la même association que celle des séries d'Ait Allal: *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN) ;

- marnes azoïques, gréseuses, de couleur verte et très indurées ;

- calcaires en bancs stratocroissants oolithiques au sommet. Ces calcaires ont livré une microfaune importante, composée de *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Everticyclammina* sp., *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Mesoendothyra izjumiana* DAIN., *Neothrocholina* sp. et *Ophtalmidium* sp.

d - Formation d'Ait Abdi

L'ensemble carbonaté supérieur appartient à la formation d'Ait Abdi. La limite avec la formation d'Aguerd n-Tazoult correspondrait à la discontinuité D11, marquée par une surface durcie. Cette formation est représentée par une épaisse série (120 m) de calcaires.

L'ensemble débute par des calcaire stratocroissants, bioclastiques à intercalations marneuses de couleur verte. Il s'agit à la base d'une micrite à débris de lamellibranches, à oncolithes et à éponges et au sommet d'une micrite à oncolithes, foraminifères (*Pseudocyclammina* sp., *Everticyclammina* sp., *Mesoendothyra izjumiana* DAIN., *Timidonella sarda* BASSOULET et *Neothrocholina* sp.) et algues (codiacées : *Cayeuxia* sp.?).

La série se poursuit par des calcaires finement lités, stratodécroissants. Ces derniers sont oolithiques dans leur partie médiane et marneux au sommet. Les calcaires oolithiques sont de texture packstone et renferment des brachiopodes, des ostracodes et des débris de coraux. Les calcaires marneux, micritiques, ont livré, outre des gastéropodes, une microfaune composée de *Timidonella sarda* BASSOULET et *Limognella* sp. La microflore est également importante et se compose de *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES et de codiacées.

Cet ensemble carbonaté est coiffé par un niveau marneux (1 m), au-dessus duquel on rencontre des calcaires stratocroissants, de couleur noire, micritiques et à foraminifères (*Limognella* sp.) et algues (*Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES et codiacées).

2.2.3.3. Attributions stratigraphiques

La partie supérieure (A.m. 4), de la colonne lithologique d'Igli, a livré des

brachiopodes de la zone à Serpentinus. Il s'agit de l'association *Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT) récoltée à la limite des formations d'Amezraï et de Tafraout. L'ensemble A.m. 4 est donc d'âge toarcien.

L'association de brachiopodes *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN) de la zone à Bradfordensis, reconnue dans la formation d'Aguerd n-Tazoult, lui donne un âge aalénien.

A partir de simple arguments de situation, l'ensemble détritique sous-jacent (A.m. 1 à 3), correspondant à la formation d'Amezraï, serait d'âge toarcien inférieur. Les dépôts de la formation de Tafraout, sus-jacents, représenteraient le Toarcien supérieur.

Les séries qui représentent la formation d'Ait Abdi sont d'âge bajocien. Ces attributions stratigraphiques sont conformes aux âges donnés par la microfaune et par la microflore. En effet, *Sarfatiella dubari*, reconnue dans la formation d'Ait Abdi, a été décrite dans le Bajocien moyen-supérieur des corbières, daté par brachiopodes (Alméras & Peybernès, 1979 ; Peybernès, 1991). Elle existe aussi (Peybernès, communication orale) dans l'Aalénien d'Essaouira-Agadir (Maroc), dans le Bathonien supérieur-Callovien de l'Ouest des Jbilets (Maroc) et dans le Bathonien supérieur de Tunisie.

Timidonella sarda BASSOULET, trouvée dans cette même unité, est décrite dans le Haut Atlas entre deux niveaux à ammonites appartenant respectivement à l'Aalénien moyen et au Bajocien inférieur, zone à Sauzei.

2.2.3.4. Milieu de dépôt

L'abondance des débris d'algues, de charbon et de gastéropodes dans les sédiments terrigènes de la formation d'Amezraï, les structures sédimentaires (stratifications obliques), la lithologie (dépôts rythmiques formés de marnes, grès et calcaires) confirment la provenance d'un milieu deltaïque peu profond pour cette dernière.

La direction donnée par les figures sédimentaires (rides de courants) indique que les apports détritiques issus du Nord Est s'effectuaient en direction du Sud Ouest et du centre du sillon (bassin d'Amezraï), ce qui confirme la polarité sédimentaire déduite des slumps décelée à Ait Allal.

Les niveaux carbonatés supérieurs des formations d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi témoignent de zones hautes à forte énergie sur la plate-forme (dominance des oolithes) et du passage des faciès de milieux subtidal (complexe terrigène d'Amezraï) à des faciès de milieu marin inter- à supratidal.

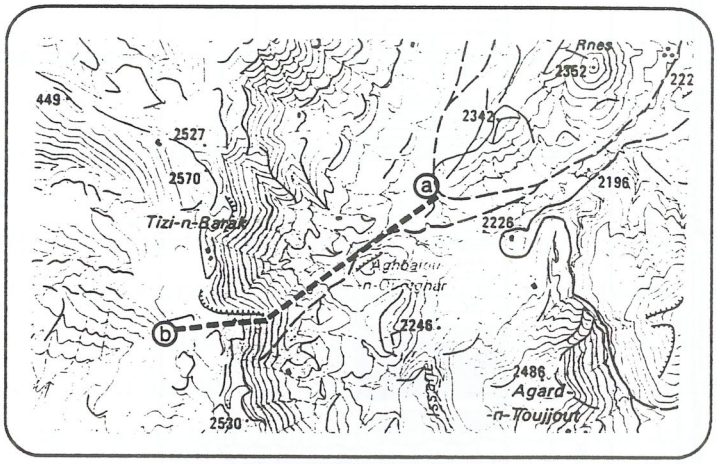
2.2.4. Tizi n-M'Barek

2.2.4.1. Localisation

Cette coupe présente, au sein du bassin sud oriental, les dépôts de l'extrémité sud occidentale de la ride de Talmest-Tazoult. Elle débute (**figure 17**) avec les calcaires d'aspect vacuolaire de la formation d'Aït Bou Oulli, se poursuit vers l'Ouest, à Tizi n-M'Barek, avec les séries détritiques de la formation d'Amezraï, réduites et s'achève avec des calcaires et marnes sub-horizontaux, appartenant aux formations de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi.

a : début de la coupe
(X : 423, Y : 142.5)

b : fin de la coupe
(X' : 421, Y' : 142.5)



2.2.4.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation des Aït Bou Oulli

La partie inférieure de cette coupe montre, en contact anormal sur le complexe triasique, une épaisse série de cargneules bréchifiées, à pendage très fort (80°N), couronnée par un "chapeau de fer". C'est une série carbonatée (50 m) de couleur jaune, sans stratification nette, composée essentiellement de dolomies vacuolaires avec des plages calcaires non épigénisées. L'ensemble est bréchifié. Les études microscoPiqués montrent une brèche à lithoclastes micritiques et ciment dolosparitique. Ce dernier ensemble est attribué (Jossen, 1988), à la formation d'Aït Bou Oulli, d'âge hettangien-sinémurien.

b - Formation d'Amezraï

Au-dessus des cargneules, et par l'intermédiaire d'un contact mécanique, on rencontre une série sub-horizontale de marnes et de grès, sur environ 200 m.

Cet ensemble correspond aux dépôts de la formation d'Amezraï. Il est subdivisé en deux termes correspondant, probablement, aux termes A.m. 3 et A.m. 4 de la carte de Zawyat Ahançal.

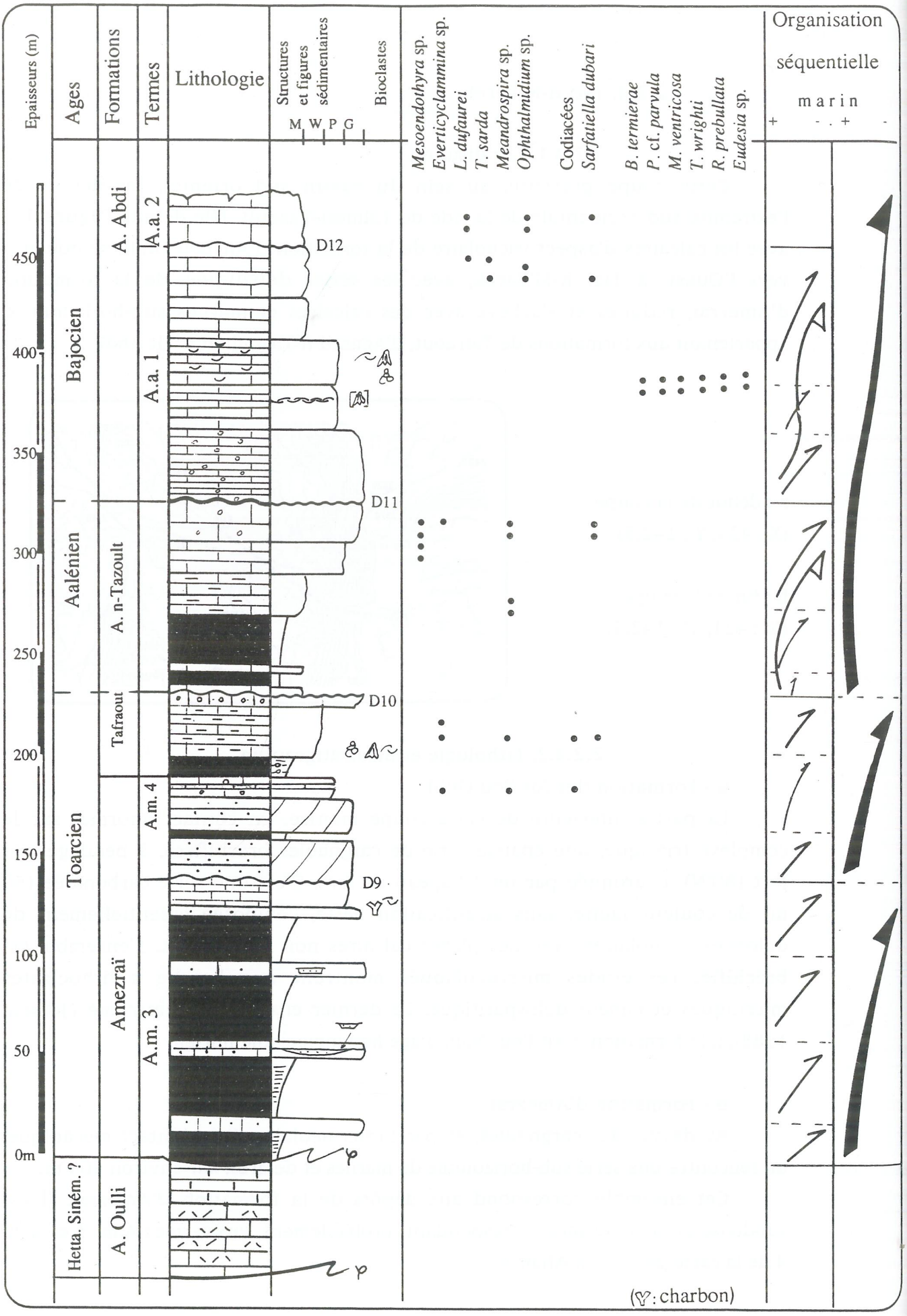


figure 17 : Lithologie de la série jurassique de Tizi-n M'Barek

- Terme A.M. 3 : sur environ 140 mètres, on rencontre des marnes azoïques, de couleur verte, gréseuses et feuilletées. Ces dernières contiennent des intercalations de bancs gréseux (5 à 6 m), montrant des bancs de forme lenticulaire assimilés à des chenaux (2 à 3 m de largeur et 20 cm de hauteur). La base des chenaux ravine les bancs sous-jacents. Le remplissage des chenaux est gréseux, grossier à la base et fin au sommet et à stratifications obliques arquées.

La partie sommitale des marnes montre une barre carbonatée à débris de végétaux et de lamellibranches. Les calcaires sont à texture packstone et montrent des plages de sphérulites et d'oolithes remaniées (sous forme d'agrégats) et parfois micritisées.

- Terme A.M. 4 : Par l'intermédiaire d'une discontinuité (D9), surface de ravinement associée à des bioturbations, vient une série de 50 m d'épaisseur, formée respectivement de grès, suivie d'une passée marneuse de couleur rouge, de grès massifs et de calcaires.

Les grès sont à stratifications obliques planes et texture grenue. Les calcaires, à contenu paléontologique très modeste, ont un microfaciès qui présente une hétérogénéité verticale importante, les premiers niveaux étant oolithiques, les niveaux moyens micritiques, rarement dolomitisés, les assises supérieures à nouveau oolithiques et à sphérulites remaniées. les calcaires à matrice micritique renferment des oncolithes, codiacées (Cayeuxia sp.?), *Mesoendothyra* sp. et *Everticyclammina* sp. La partie supérieure est une oosparite à *Mesoendothyra* sp. et à débris de crinoïdes et de lamellibranches.

c - Formation de Tafraout

Elle débute par des marnes vertes à nodules calcaires et se poursuit par des calcaires marneux. L'ensemble atteint 50 m d'épaisseur.

La masse de calcaires marneux, bioclastiques, représentant cet ensemble, est riche en fossiles. Ce sont essentiellement des lamellibranches, des gastéropodes et des brachiopodes.

Le microfaciès des calcaires de cette formation est à dominante de micrite oncolithique. Le contenu microfaunistique comprend : *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Everticyclammina* sp., *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES et des codiacées.

Le dernier banc à matrice oosparitique montre à son sommet la discontinuité D10 qui se révèle par des structures hexagonales de dessiccation.

d - Formation d'Aguerd n-Tazoult

Au-dessus de la discontinuité D.10 et sur environ 90 m, viennent des

calcaires bioclastiques (débris de lamellibranches), des marnes feuilletées puis un ensemble carbonaté, composé de calcaires marneux, de calcaires stromatholitiques et des calcaires oolithiques. L'ensemble est stratocroissant. De bas en haut on peut voir :

- deux bancs calcaires interrompus par un épisode de marnes feuilleutées de couleur verte. Les calcaires sont des micrites à pisolithes vadoses ;
- des marnes feuilleutées et très indurées de couleur verte ;
- un ensemble calcaire, mudstone à la base, puis packstone et enfin grainstone, oolithique au sommet. La première partie est une micrite et biomicrite à éponges, débris de lamellibranches et *Meandrospira* sp. On peut y signaler des niveaux à stromatholites. La partie médiane, packstone, est une intrasparite à très nombreux foraminifères (*Mesoendothyra* sp. et *Timidonella sarda* BASSOULET).

Les derniers bancs calcaires montrent, outre des oolithes (de type "alpha"), des niveaux à oncolithes. C'est une oosparite à foraminifères (*Meandrospira* sp., *Mesoendothyra* sp., *Everticyclammina* sp.) et à algues, notamment *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES.

Le passage d'un faciès à l'autre n'est pas progressif et le sommet des bancs est toujours une surface régulière.

e - Formation d'Ait Abdi

On note à nouveau une discontinuité (D11), marquée par un film ferruginisé (encroûtement de lamellibranches?), pour passer à un ensemble carbonaté, correspondant au terme A.a. 1 qui a livré une riche faune de brachiopodes.

Cette masse calcaire débute par des barres oolithiques stratocroissantes. Elle se poursuit par des calcaires à matrices micritiques (intramicrite graveleuses) à éponges, méandrospires, *Everticyclammina* sp. et des lenticulines. Cette masse calcaire montre un niveau de condensation de lamellibranches et de brachiopodes (*Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Parvirhynchia* cf. *parvula* (DESLONGCHAMPS), *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN)).

La série se poursuit avec des calcaires massifs, bioclastiques, à polypiers, débris d'échinodermes, gastéropodes et lamellibranches. Les calcaires sont à texture packstone. La formation d'Ait Abdi s'achève, ici, avec deux masses calcaires à texture mudstones. Ce sont des micrites à contenu microfaunistique assez important. Outre des éponges, on trouve des foraminifères : *Timidonella sarda* BASSOULET, *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, *Ophthalidium* sp. (*martanum* ?) et *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES.

Le sommet de cet ensemble carbonaté présente une discontinuité (D12)

marquée par des précipitations de fer et par des fentes de dessiccation fossilisées par des argiles. Les calcaires correspondant aux dépôts du terme A.a 2, non complet ici, sont des micrites à *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES et Ophthalmidium sp. (*martanum* ?).

2.2.4.3. Attributions stratigraphiques

Les calcaires cargneulisésde la formation d'Aït Bou Oulli sont azoïques. Sur des arguments de position (et de géométrie) ils pourraient correspondre aux dépôts du Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien). En effet, les cargneules de notre série ont le même faciès que celles décrites autour de la Méditerranée, Canérot (communication orale). Ces dernières seraient donc hettangiennes, alors que pour Du Dresnay (1976), elles appartiendraient déjà au Sinémurien.

Les séries détritiques des formations d'Amezraï et la partie basale des dépôts de la formation de Tafraout, représentent par leur faciès et leur position dans la série, le Toarcien. Le Lias moyen serait donc absent, sa lacune étant ici d'origine tectonique.

Les dépôts de la formation d'Aguerd n-Tazoult, riche en *Timidonella sarda* BASSOULET et *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES caractériseraient le passage Aalénien-Bajocien.

Seule la partie supérieure de la coupe a été datée avec certitude. En effet, les Brachiopodes prélevés dans les calcaires oolithiques de l'ensemble sédimentaire supérieur de la formation d'Ait Abdi (*Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Parvirhynchia* cf. *parvula* (DESLONGCHAMPS), *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN)), appartiennent à la zone à Humphriesianum, et confirment l'âge bajocien attribué à cette unité.

2.2.4.4. Milieu de dépôt

Les débris de végétaux et la présence d'algues dans les séries terrigènes de la formation d'Amezraï, les structures sédimentaires ainsi que la présence de chenaux confirment l'hypothèse d'une origine de milieu deltaïque.

Les dépôts à dominante calcaire, des formations de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi, témoignent de l'installation d'une plate-forme carbonatée (milieu inter à subtidal).

La présence relativement moindre des niveaux oolithiques, dans les carbonates supérieurs, par rapport aux autres coupes décrites précédemment, suggère des dépôts de milieu de faible énergie et bathymétrie peu élevée sur cette plate-forme peu subsidente.

2.2. Bassin nord occidental de la Cathédrale

Quatre coupes du versant Nord Ouest de la ride de Talmest-Tazoult, concernant le Jbel Choucht, la cluse de Barda et les reliefs voisins de Timghissine et d'Aguerd n'Wahmane et une coupe établie au passage de la mine de Tazoult au "Rocher de la Cathédrale" seront décrites ici.

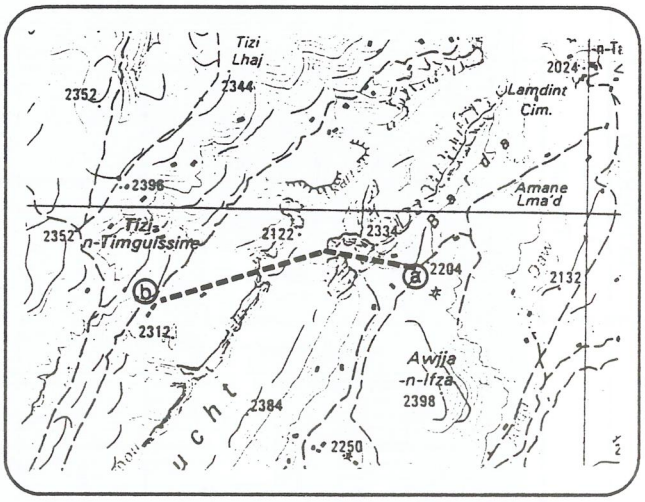
2.2.1. Barda

2.2.1.1. Localisation

Elle se situe sur le Jbel Choucht et traverse, dans la cluse de Barda (cluse froide, **planche** V), les séries du Lias moyen (formations de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane). La base de la série présente un pendage vertical et elle est affectée de plusieurs failles. Son sommet montre des calcaires à pendage relativement fort (40° à 45° vers le Nord).

a : début de la coupe
(X : 426.4, Y : 146)

b : fin de la coupe
(X' : 425, Y' : 147)



2.2.1.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation de Jbel Choucht

Les dépôts de cette formation (**figure** 18) reposent en contact anormal sur les calcaires feuilletés et bréchifiés de la formation d'Aït Bou Oulli, non décrite ici. Il s'agit des calcaires massifs, surmontés par une série qui s'enrichit en marnes et en grès. On peut la subdiviser en deux termes.

Terme J.c. 1 (60 m) : il correspond à des calcaires beiges ou jaunâtres, verticaux, massifs, souvent caractérisés par l'absence de stratification évidente. On peut toutefois le subdiviser en deux ensembles bien distincts :

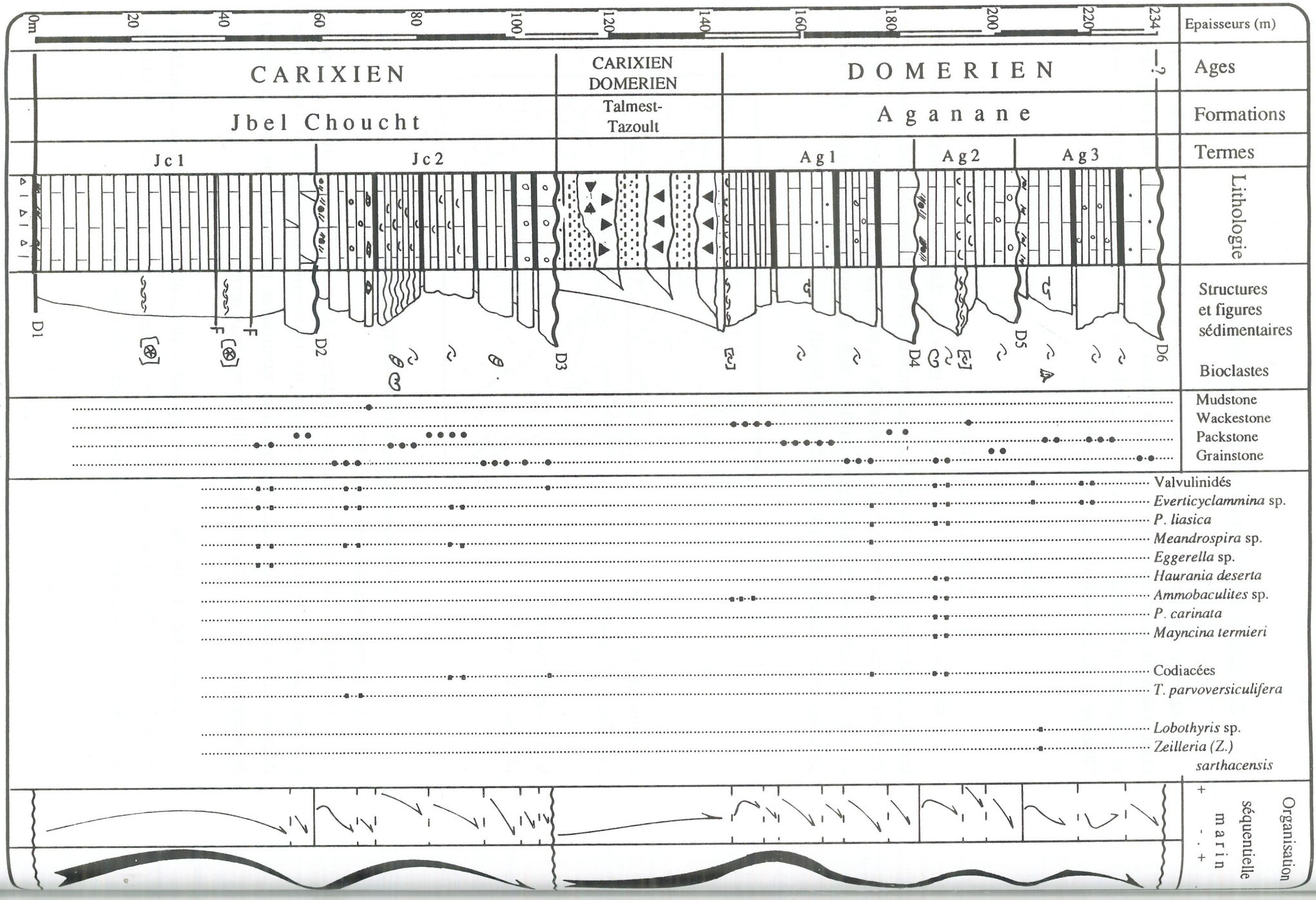


figure 18 : La série jurassique de la cluse de Barda

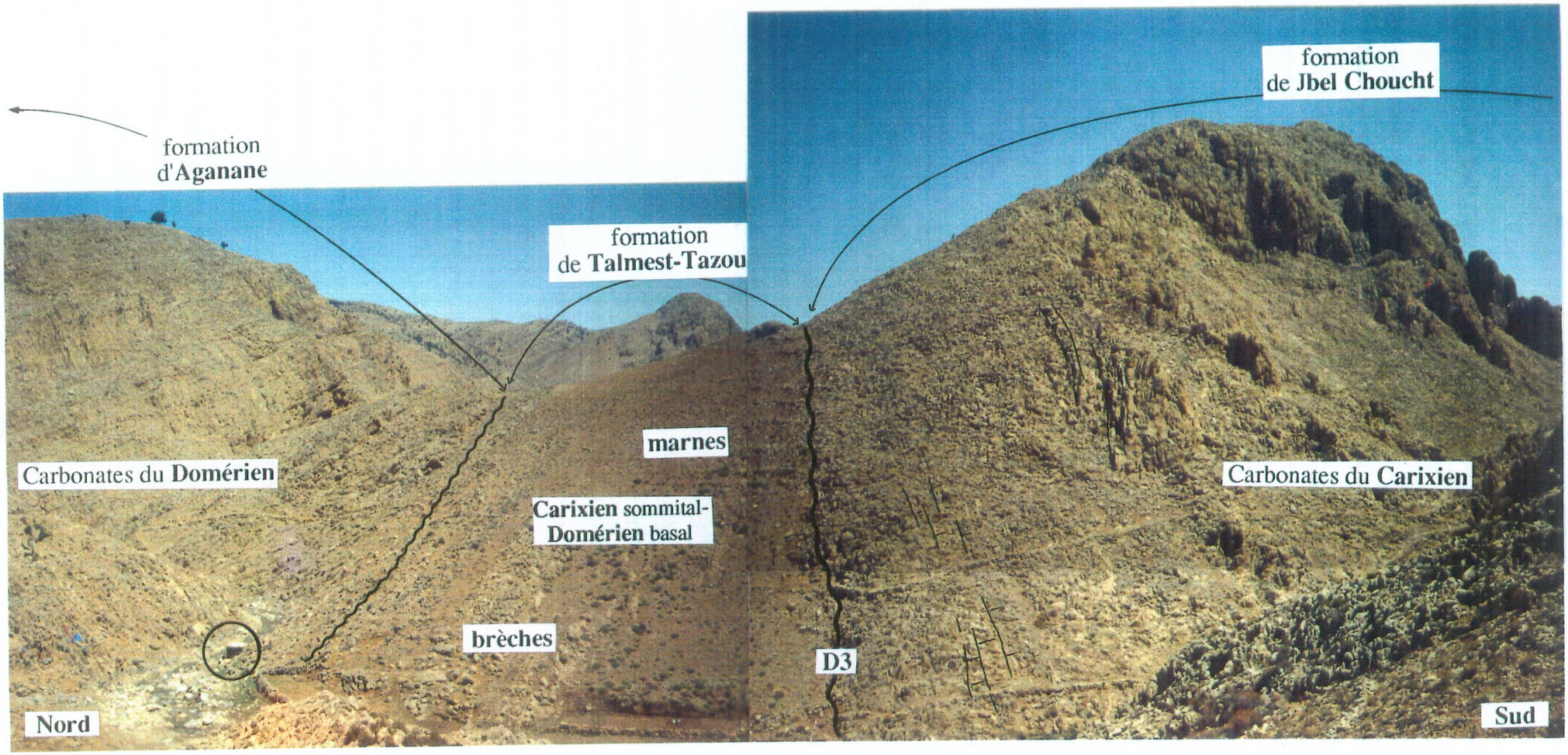


PLANCHE V - Panorama de la cluse de Barda.
(noter la difference de pendage entre les calcaires de la formation de jbel Choucht et ceux d'Aganane)

- le premier (54 m) à microfaciès peu fluctuant de pelmicrites et micrites. Cet ensemble, débutant avec des niveaux de remaniements conglomératiques (**planche VI, photo 1**), est interrompu en plusieurs endroits par des filons centimétriques, remplis de calcite, fossilisant des failles de directions variables. Les passées de calcaires lités, riches en polypiers de grande taille, ne sont pas rares. La faune recensée, au sommet, montre de grands valvulinidés, *Evertyciclammina* sp., *Eggerella* sp. et *Meandrospira* sp.

- le deuxième (6 m), comportant des calcaires faiblement dolomitisés. Ce sont des dolomicrites pelletoïdales.

Terme J.C. 2 (50 m) : séparés de l'ensemble J.C. 1 par la discontinuité D2 (surface ravinante, ferruginisée), on rencontre des ensembles calcaires admettant des intercalations de niveaux marneux, massifs (absence de litage) et de couleur verte :

- calcaires conglomératiques (2 m). C'est un horizon calcaire à base érosive comprenant des nodules carbonatés de taille moyenne (6 cm) ;

- packstones (8 m) stratocroissants, à joints marneux centimétriques. Le contenu faunistique comprend des foraminifères (valvulinidés ; *Everticyclammina* sp. ; *Eggerella* sp. ; *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER) et des algues (*Thomathoporella parvovesiculifera* RAINERI). Il s'achève par des calcaires oolithiques gréseux et des pelsparites à bird's eyes.

- packstones bioclastiques (10 m) à coquilles de grands lamellibranches de la famille des lithiotidés, caractéristiques de ces dépôts, à algues et à laminations algaires. Ce sont des calcaires en bancs métriques, ondulés ;

- wackestones à packstones (10 m) à micrites à quartz authigènes. La microfaune y est représentée par *Everticyclammina* sp., *Meandrospira* sp. ; la microflore est composée de codiacées ;

- grainstones à algues (8 m) ;

- grainstones à oolithes de taille variable (0,1 à 1 mm), débris de bioclastes divers, foraminifères (valvulinidés) et algues (codiacées = *Cayeuxia* sp.?). Les foraminifères et les bioclastes forment parfois le nucleus des oolithes.

Comme pour la coupe de Tazoult, le passage de la formation de Jbel Choucht à la formation de Talmest-Tazoult se fait par l'intermédiaire d'une importante surface d'érosion correspondant à la discontinuité D3.

b - Formation de Talmest-Tazoult

Reposant anormalement (discontinuité D.3) sur les dépôts de l'ensemble J.C. 2, la formation de Talmest-Tazoult est composée, à cet endroit, par des marnes gréseuses, feuilletées, de couleur rouge.

Elle admet des intercalations de brèches à éléments calcaires décimétriques, irréguliers, baignant dans un ciment ferrugineux. Les intercalations sont au nombre de trois. Elles s'étendent sur 500 m environ.

Les brèches et les marnes gréseuses atteignent une épaisseur de 35 m. Les marnes sont azoïques. Les trois niveaux de brèches disparaissent vers l'Est comme vers l'Ouest, laissant la place à des marnes rouges.

c - Formation d'Aganane

Au-dessus des dépôts terrigènes de Talmest-Tazoult vient une nouvelle unité calcaire, montrant trois ensembles séparés par des discontinuités.

Terme **A.g. 1** : cet ensemble, d'environ 40 m d'épaisseur, est formé d'alternances de calcaires et de marnes azoïques :

- wackestones (10 m) dont la matrice est une biopelmicrite. Ces assises sont de couleur ocre, en bancs métriques et stratocroissants. La base de ces calcaires est formée d'une épaisse assise (40 cm) de lumachelle à grands lamellibranches (*Lithiotis* sp. ; *Opisoma* sp.). Le contenu faunistique correspond à des lamellibranches et des foraminifères (*Ammobaculites* sp.) ;

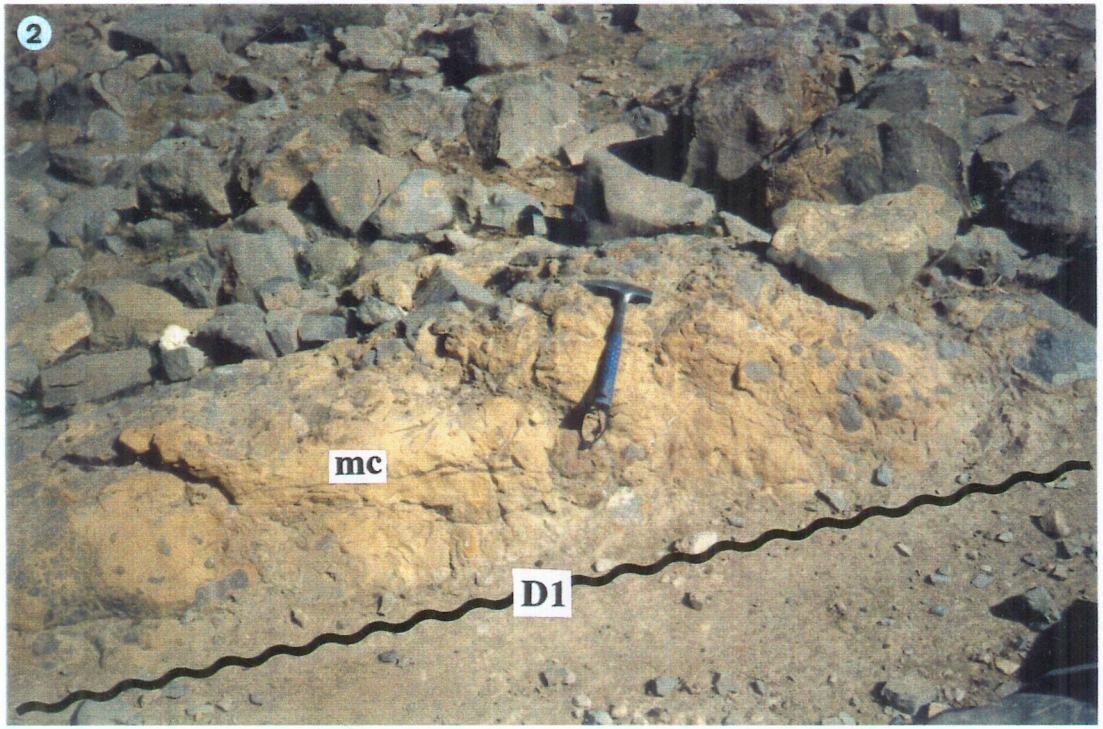
- packstones (12 m) à lamellibranches. Les niveaux supérieurs sont à matrice sparitique graveleuse (grains de quartz). Les bancs sont réguliers et montrent, dans la partie médiane, des traces de bioturbations ;

- grainstones à oolithes et intraclastes d'oosparites (8 m). Le contenu faunistique comprend des algues (codiacées), des foraminifères (*Ammobaculites* sp., *Meandrospira* sp., *Evertyciclammina* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER) et des lamellibranches

- les calcaires plus élevés de cet ensemble (8 m) sont massifs et montrent un microfaciès de peldolomicrosparites secondaires, puis de micrites à pisolithes.

Terme **A.g. 2** : cet ensemble de 20 m d'épaisseur est essentiellement calcaire. Il débute par un niveau conglomératique à base irrégulière et érosive (D4, **planche VII, photo 1**). Au-dessus, la série se poursuit par :

- des grainstones (8 m) en bancs métriques, de couleur ocre. Ces premiers niveaux possèdent un contenu faunistique important. Il s'agit de *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Haurania deserta* HENSON, *Ammobaculites* sp., *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Everticyclammina* sp, codiacées et de grands valvulinidées. Les bancs inférieurs montrent des calcaires à foraminifères, à la base suivis de calcaires à stromatholites et cailloutis noirs. En revanche, la partie supérieure est plus complexe et montre des calcaires à foraminifères et gastéropodes à la base, suivis



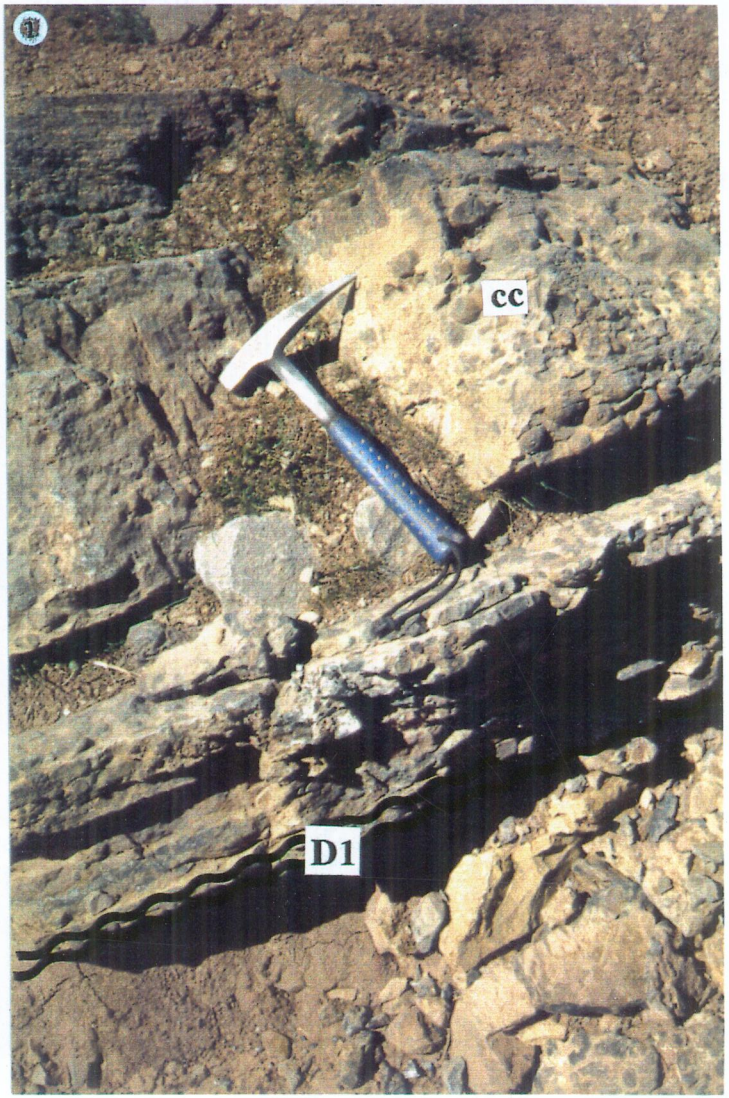
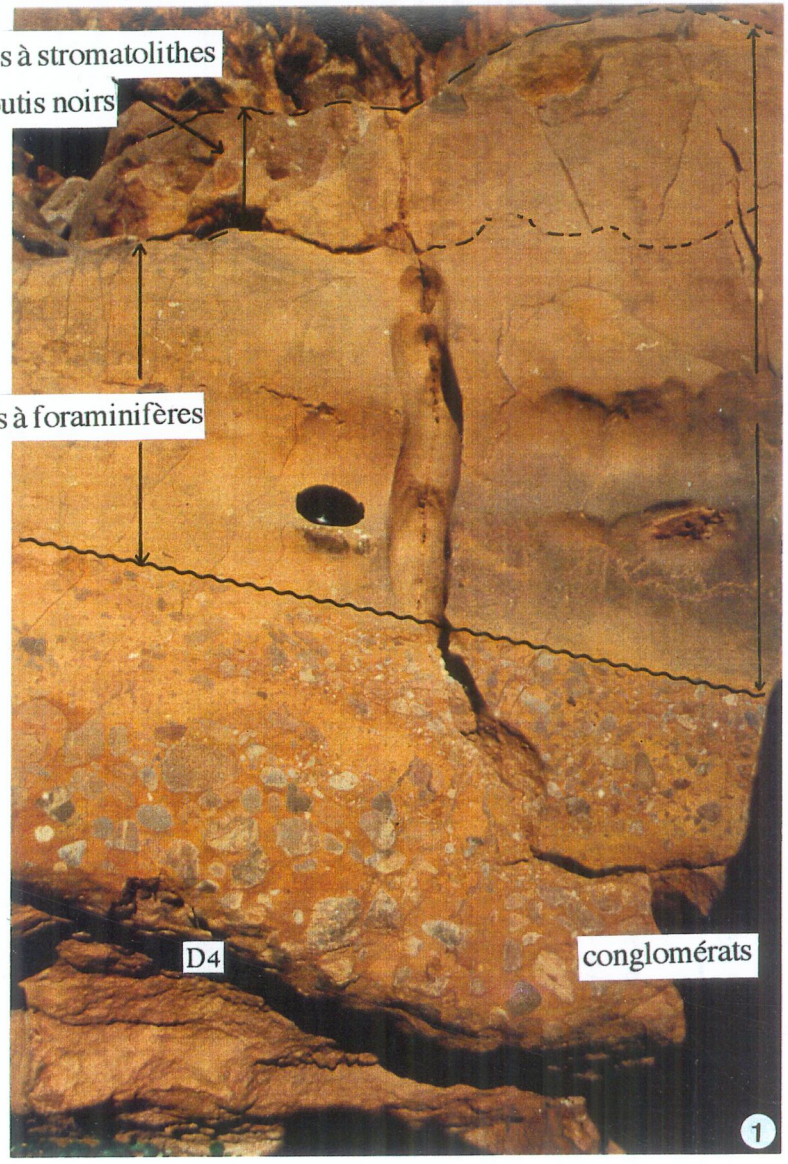


PLANCHE VI : Discontinuité "D1", limite inférieure du terme J.c. 1
1 - à Barda ; cc : calcaires conglomératiques
2 - à Jbel Choucht ; mc : marnes à nodules conglomératiques



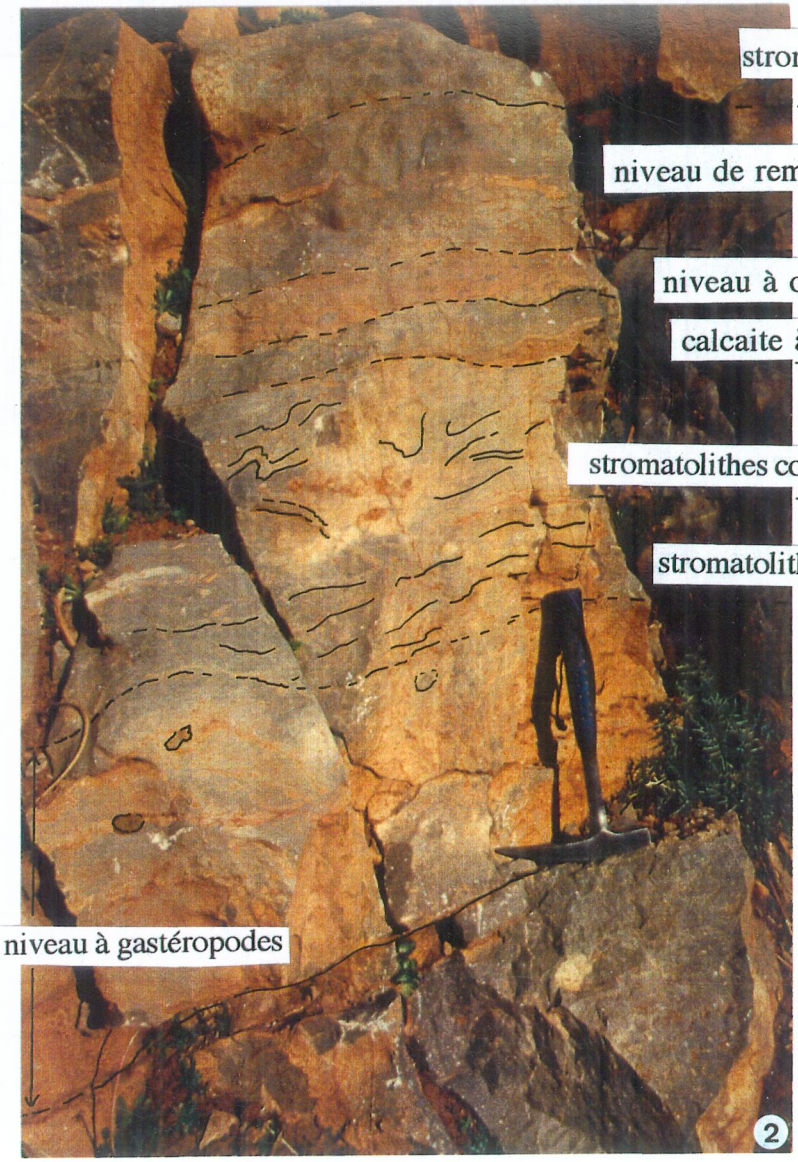


PLANCHE : VII

1 - Discontinuité "D4" à Barda, conglomérats et calcaires à foraminifères puis stromatholitiques et cailloutis noirs (premier banc, terme A.g. 2)
2 - Sommet des premiers calcaires grainstones du terme A.g. 2 / figure 19

de calcaires à stromatholites plans, puis contournés, avec parfois des intercalations de niveaux à oolithes puis à oncolithes (*Cf.* planche VII, *photo 1 et 2* et **figure 19**) ;

- wackestones (4 m) à débris de coraux, stratifiés, en bancs ondulés et à concentration de grands lamellibranches ;

- grainstones (8 m) oolithiques avec des intraclastes d'oosparite

Le terme A.g. 2 s'achève avec la discontinuité D5, représentée, ici, par une surface oxydée et perforée.

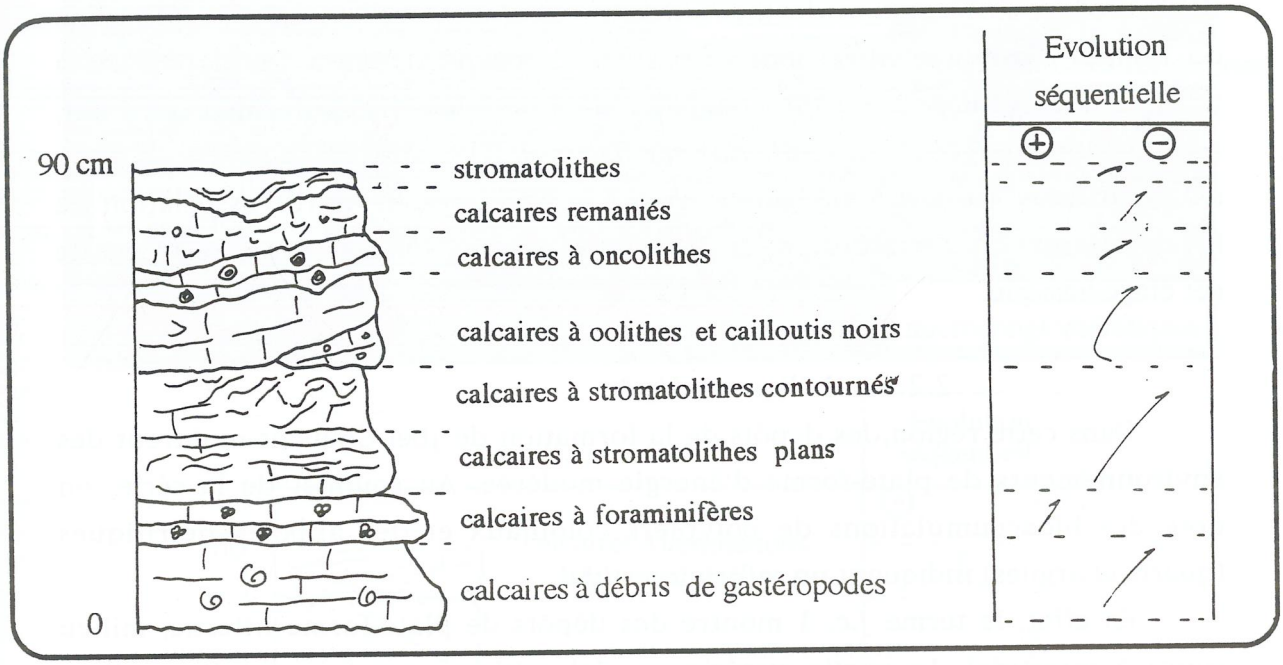


figure 19 : Evolution séquentielle d'un banc de la partie supérieure du terme A.g. 2, *Cf.* planche VII, photo 2

Terme **A.g. 3** : il est formé de trois ensembles calcaires qui sont séparés par des lits de marnes rouges.

- le premier (10 m) : il débute avec un premier banc (60 cm, **planche VIII**), montrant des grainstones à extraclastes (microconglomérats) suivis de calcaires gréseux puis de calcaires à débris de gastéropodes, avec des plages de calcite (remplissages de cavités), de calcaires à stratifications obliques planes et s'achevant avec des calcaires micritiques à laminations algaires planes. Ce premier ensemble se poursuit avec des bancs massifs, sans stratification évidente. Ce sont des calcaires à valvulinidés, *Everticyclammina* sp., débris de lamellibranches et de gastéropodes. Des brachiopodes ont été prélevés dans ces mêmes niveaux. Il s'agit de *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS)

- packstones (10 m) en bancs métriques, à lamellibranches. En lame mince

on peut noter des plages oolithiques et des foraminifères (valvulinidés et *Everticyclammina* sp.)

- le dernier ensemble (10 m) est formé de calcaires à matrice oosparitique, gréseuse, à grands lamellibranches. Les bancs sont métriques et stratocroissants.

2.2.1.3. Attributions stratigraphiques

Seuls les dépôts de la formation d'Aganane nous ont fourni des précisions sur l'âge des calcaires supérieurs.

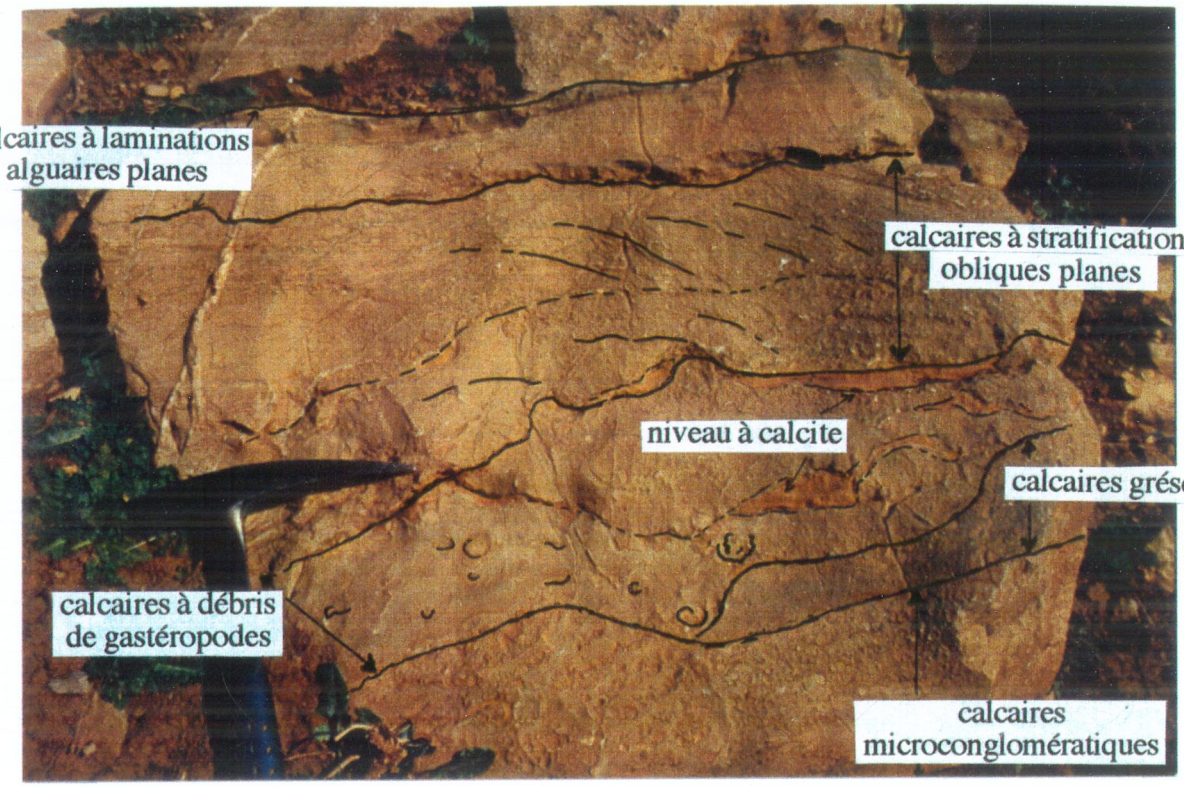
Sur des critères de position et de faciès (calcaires massifs à lithiotidés), on peut dire que la formation de Jbel Choucht est d'âge carixien. La série terrigène de Talmest-Tazoult se situeraient au passage Carixien-Domérien. Les dépôts de la formation d'Aganane appartiennent, eux, au Domérien. Ils renferment en effet, les brachiopodes (*Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS)) de la zone à Margaritatus. La partie médiane (terme A.g. 2) a livré en outre l'association de foraminifères *Haurania deserta* et *Pseudocyclammina liasica* , caractéristique de cet étage liasique.

2.2.1.4. Milieu de dépôt

Dans cette région, les dépôts de la formation de Jbel Choucht montrent des environnements de plate-forme d'énergie modérée. Au sommet de la série, on note des bioaccumulations de polypiers coloniaux et des apports détritiques (quartz et argiles) indiquant un milieu intertidal.

En effet, le terme J.c. 1 montre des dépôts de plate-forme interne, milieu supra à intertidal. La partie supérieure, dolomitique, serait issue d'un milieu supratidal, milieu restreint (absence d'organismes) et énergie faible, à apport détritique fin. Le terme J.c 2 débute avec une nouvelle transgression et les milieux de dépôt évoluent depuis des milieux de plate-forme interne (bird's eyes) vers des milieux plus marins (bioaccumulations à débris de lamellibranches) avec des apports détritiques (influence des apports continentaux). La partie supérieure montre des dépôts de milieu peu profond, à énergie très forte (dunes oolithiques), de milieu inter à subtidal.

Pour la formation de Talmest-Tazoult, l'association des brèches et des marnes gréseuses, suggère un environnement peu profond, de haute énergie, impliquant une pente. La faible extension latérale des dépôts bréchiques, leur mauvais classement, la couleur rouge de leur ciment et en particulier leur géométrie évoquent des dépôts de cône à l'articulation entre milieux aérien et sous-aquatique.



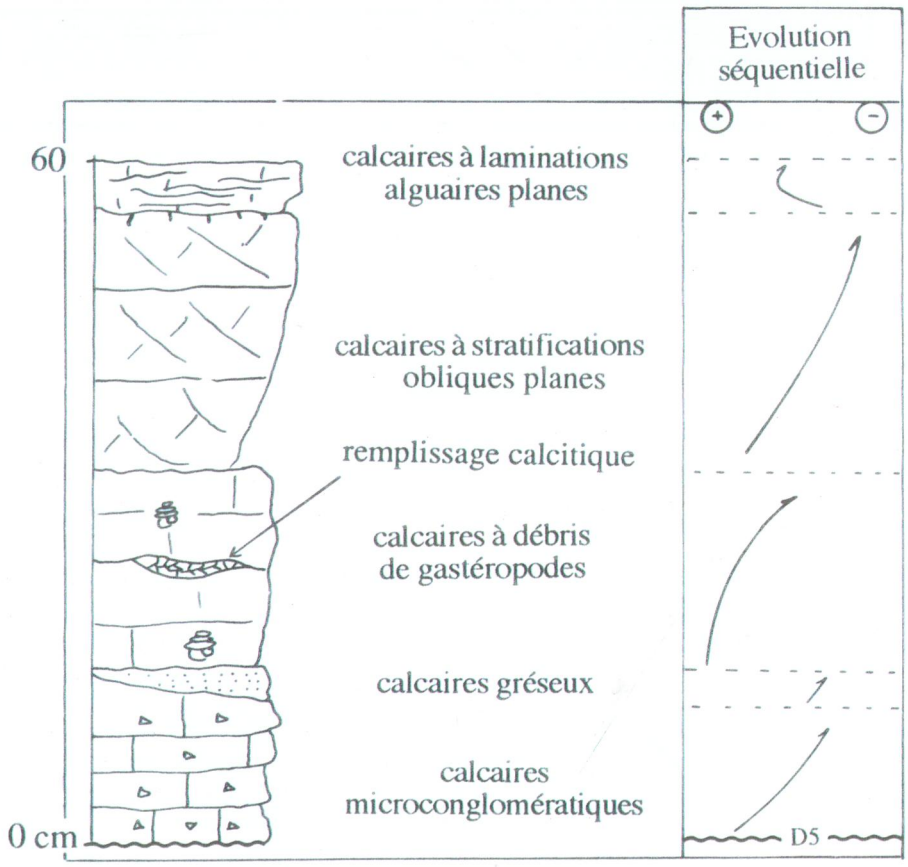


PLANCHE VIII : Évolution séquentielle du premier banc calcaire du terme A.g. 3

Le contenu fossilifère (coquilles de grands lamellibranches souvent brisés), la présence de passées gréseuses et les irrégularités des oolithes évoquent, pour les calcaires marins de la formation d'Aganane, la proximité d'une zone intertidale.

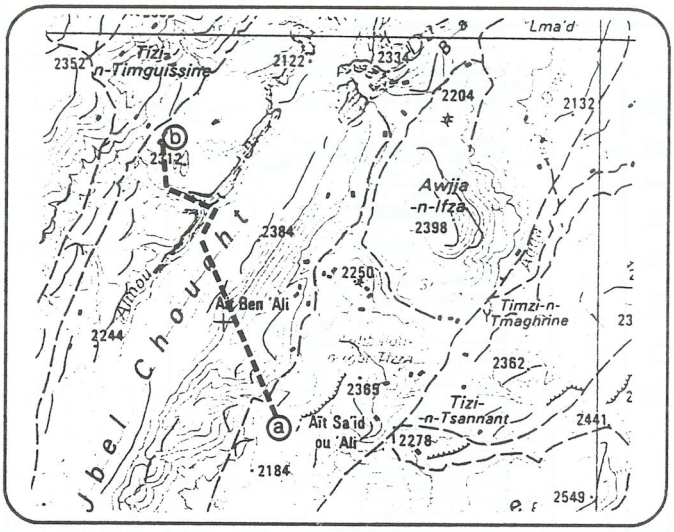
Pour A.g. 1 la sédimentation débute avec une transgression (surface lumachellique). La présence, à la base, de faciès micritiques et l'abondance de lamellibranches, bien conservés, témoignent d'un approfondissement avec énergie faible (lagon?). Vers le sommet de la série, le milieu de dépôt redevient peu profond, à influence détritique, parfois avec des remaniements (intraclastes). Pour les termes Ag. 2 et A.g 3, l'évolution montre des milieux de plate-forme sub à intertidale (présence de stromatholites) et enfin un milieu de dépôt à forte énergie (barres oolithiques) et à influence continentale (apports détritiques).

2.2.2. Jbel Choucht

2.2.2.1. Localisation de la coupe

a : début de la coupe
(X : 425, Y : 144.5)

b : fin de la coupe
(X' : 424, Y' : 145.7)



C'est une coupe qui traverse les séries du Lias inférieur et moyen. Elle se situe à trois kilomètres à l'Est de la coupe de Barda et débute au niveau de l'étang de Jbel Choucht et s'arrête à la maison de Haj Lahssen. Le complexe sédimentaire qui la compose présente un pendage de 90° à la base. En se déplaçant vers le Nord, de pendage diminue progressivement, jusqu'à 45°.

Cette variation de pendage est brusque au passage des dépôts de la formation de Jbel Choucht à ceux qui la surmontent.

2.2.2.2. Lithologie et Biostratigraphie

La série (**figure 20**) débute avec les calcaires et dolomies de la formation d'Aït Bou Oulli, représentés sur environ 40 m. Elle se poursuit par 200m par le sédiments essentiellement carbonatés des formations de Jbel Choucht et d'Aganane, entre lesquelles on note la formation de Talmest-Tazoult, représentée ici par un ensemble de marnes gréseuses.

a - Formation d'Aït Bou Oulli

Des calcaires et des dolomies gris, plissés, constituent la première formation rencontrée. Les niveaux inférieurs, calcaires, disposées en bancs décimétriques, sont formés par une micrite rubanée, avec des laminations algaires, des débris de coquilles de lamellibranches et des ostracodes. Au-dessus de ces calcaires, on trouve des dolomies de couleur blanchâtre sur une épaisseur de 20 m. Elles sont feuilletées et montrent une matrice dolomicritique qui

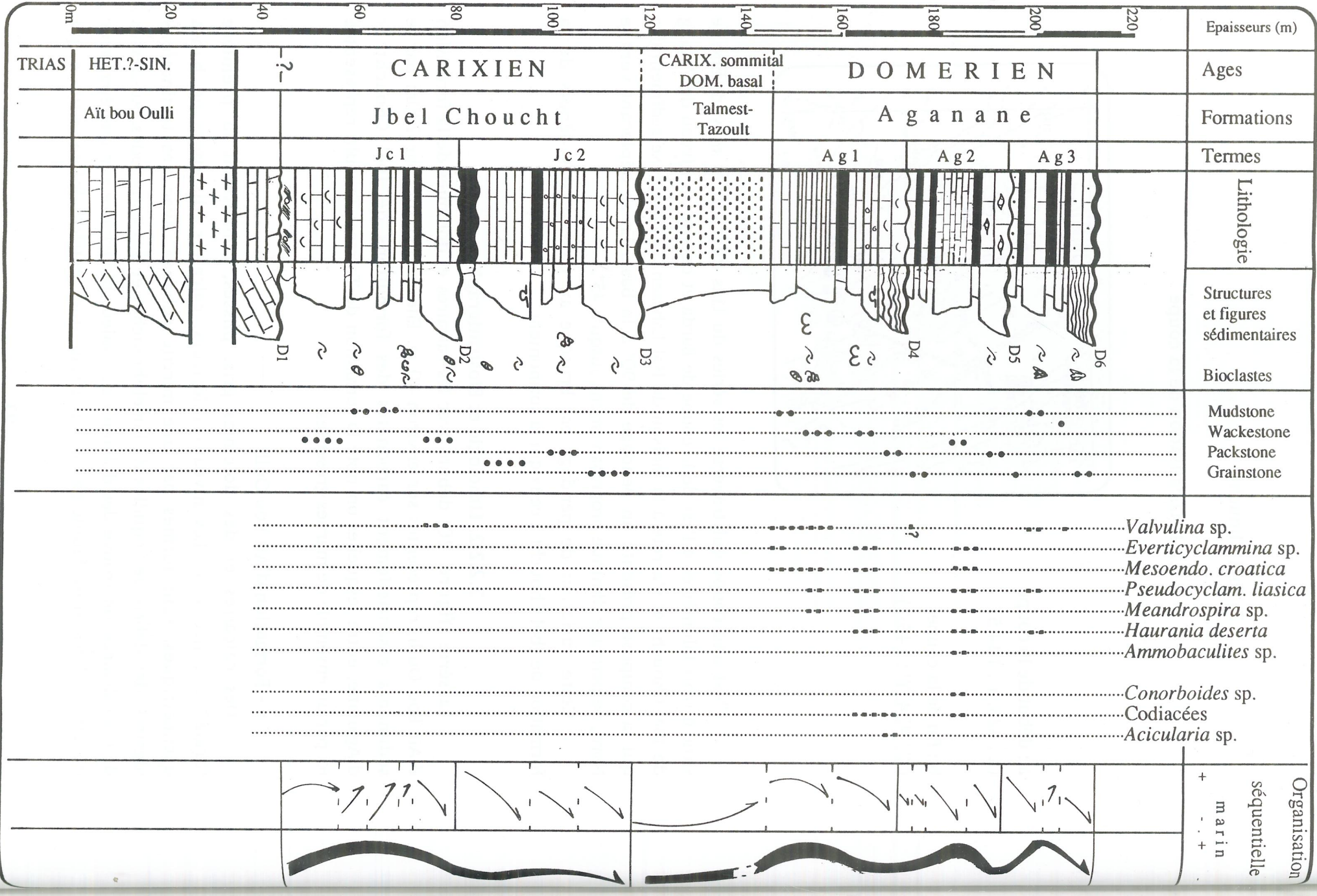


figure 20 : La série jurassique de Jbel Choucht

contient des cristaux de pyrite.

L'ensemble repose en contact mécanique sur le complexe triasique, argiles rouges à paillettes de gypse, qui représente le terme le plus ancien affleurant dans la terminaison occidentale de Jbel Choucht.

b - Formation de Jbel Choucht

La formation de Jbel Choucht repose en contact anormal sur les dolérites qui la séparent de la formation sous-jacente, écaillée, d'Aït Bou Oulli. En dehors de 10 m de dolosparites pyriteuses (à la base), en bancs métriques, de couleur ocre, cette formation est essentiellement calcaire. On peut la subdiviser en deux termes:

Terme J.c. 1 : il débute par des conglomérats scellant la discontinuité D1 (*Cf.* planche VI). Ces roches contiennent des éléments calcaires centimétriques, baignant dans des marnes jaunes. La série se poursuit par :

- des wackestones à packstones (10 m) de couleur sombre, à matrice dolomicritique. Ces calcaires sont bioclastiques, stratocroissants, et très riches en coquilles de lamellibranches ;

- un ensemble de mudstones (15 à 20 m), stratodécroissant, à tests de lamellibranches et algues à la base et à gastéropodes, ostracodes et lamellibranches au sommet. Des niveaux calcaires, à matrice argileuse, ont livré des grains de pyrite et de fer. Le niveau marneux, basal, qui le sépare des calcaires précédents, est stratifié, en plaquettes et à débris de lamellibranches, en revanche les interlits marneux sont de couleur verte, azoïques et indurées ;

- le sommet de ce premier terme J.c. 1 est formé de calcaires dolomitiques, wackestones à packstones, riches en débris de végétaux et éléments détritiques. La matrice de ces calcaires est dolomicrosparitique avec quelques rares plages de dolosparite. L'examen microscoPiqué montre des débris de lamellibranches et des valvulinidés.

Terme J.c. 2 : Cet ensemble (40 m) comporte tout d'abord des marnes rouges qui reposent sur la discontinuité D.2, marquée, au-dessus des calcaires dolomitiques, par des traces d'émersion (surface d'encroûtement algaire?). Il se poursuit par des calcaires en bancs métriques séparés par des passées marneuses azoïques et parfois à nodules calcaires (partie médiane oolithique) :

- packstones à grainstones à algues et lamellibranches (10 m), stratifiés (métriques). Sa base est ondulée. Les surfaces séparant les strates sont nettes et planes. Le sommet de ce premier ensemble calcaire montre des niveaux stromatholitiques et des bioturbations ;

- marnes à oolithes et grains de quartz (2 m), de couleur verte, massives ;

- packstones (10 m), oolithiques. Les bancs de la partie médiane de ces calcaires lithographiques, moins oolithiques, montrent une condensation de gastéropodes et de débris de grands lamellibranches, pour un même banc (figure xx), on remarque parfois des condensations de *lithiotis* sp. à la base et d'*Opisoma* sp. au sommet (**figure 21**). Les intercalations marneuses présentent des nodules calcaires ;

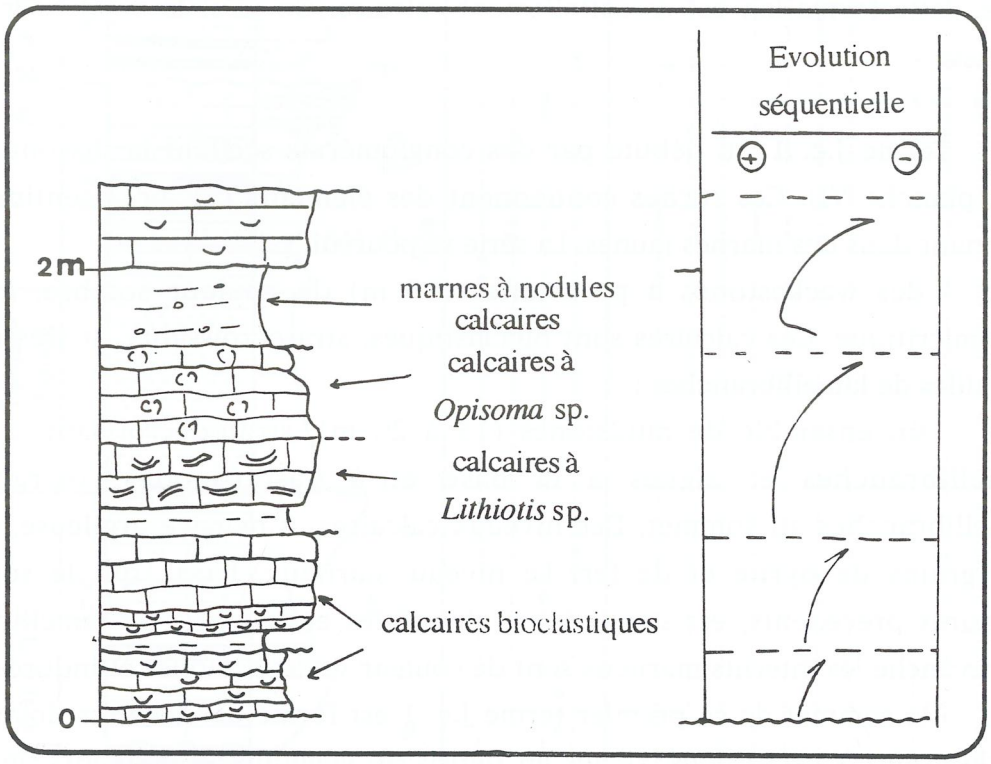


figure 21: Packstones de la partie médiane du terme J.c. 1

- les niveaux calcaires supérieurs, packstones à grainstones (11 à 12 m), sont riches en débris de lamellibranches et en grains de quartz.

Le sommet des calcaires de cette formation de Jbel Choucht montre des figures de ravinement. Le toit du dernier banc est érodé, c'est la discontinuité D3.

c - Formation de Talmest-Tazoult

Au-dessus de la discontinuité D3 qui couronne la formation de Jbel Choucht, viennent des marnes, sur environ 30 m. Elles sont feuilletées, de couleur rouge admettent des niveaux gréseux discontinus.

Les niveaux gréseux sont allongés suivant la direction E-W, de taille métrique (20 à 30 m) et d'épaisseur ne dépassant pas 30 cm. Ils sont formés de grès grossiers à la base et, parfois, fins au sommet, montrant des stratifications arquées et entrecroisées. Quand il s'agit de deux barres imbriquées, les bancs sont érosifs à la base .

Cet ensemble passe latéralement vers l'Est à des marnes alternant avec des brèches appartenant à la même formation et aux calcaires de la base de la formation d'Aganane à Barda. Ces brèches se présentent en lentilles irrégulières, discontinues. Les éléments anguleux sont de taille variable (1 à 40 cm). Les études microscoPiqués dans ces niveaux bréchiques montrent la même matrice micritique argileuse et ferruginisée que celle décrite précédemment.

d - Formation d'Aganane

La formation d'Aganane est très réduite dans ce secteur où son épaisseur ne dépasse pas 70 à 80 m. Elle montre différentes masses calcaires, de couleur claire (beige ou rose), séparées par des marnes rouges ou vertes. Cette formation est disposée en trois termes successifs :

Terme **A.g. 1** : d'une puissance de 30 mètres, ce premier ensemble est composé de :

- calcaires micritiques (5 m), stratifiés (métriques), de couleur beige. Le contenu faunistique se compose de valvulinidés, *Everticyclammina* sp., *Mesoendothyra croatica* GUSIC, codiacées, bioclastes très remaniés (lamellibranches, gastéropodes) et algues ;
- par l'intermédiaire d'une surface régulière, on passe à des calcaires massifs (8 m) stromatholitiques. Ce sont des wackestones à foraminifères (valvulinidés, *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER), à lamellibranches et gastéropodes ;
- des marnes (2 m), feuilletées (indurées) de couleur rouge, azoïques ;
- wackestones (6 m) stratocroissants, métriques, à stromatholites à la base et oolithes au sommet. La surface du banc supérieur montre des traces de bioturbations. Ces calcaires contiennent *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Haurania deserta* HENSON, *Everticyclammina* sp. et des codiacées ;
- packstones (8 m) à algues (codiacées et *Acicularia* sp.). Les bancs calcaires sont ondulés. Ce dernier ensemble calcaire montre à son sommet une surface d'émersion (D4) portant des fentes de dessiccation hexagonales.

Terme **A.g. 2** : entre la discontinuité D4 et la discontinuité D5 (surface d'émersion avec des fissures centimétriques, verticales (bioturbations), férruginisées), cet ensemble (20 m) est divisé en quatre parties :

- calcaires alternant avec des marnes rouges (6 m). Les calcaires sont des intrasparites à foraminifères (valvulinidés) ;
- wackestones à packstones (8 m). Ces calcaires sont gréseux, à matrice biomicrosparitique à foraminifères (*Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Meandrospira* sp., *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, *Haurania deserta* HENSON, *Everticyclammina* sp. et *Ammobaculites* sp.), à algues (*Conorboides* sp. et codiacées) et à concentration, sous forme de lamines, de grands lamellibranches, en particulier des lithiotidés *(Opisoma* sp. et *Lithiotis* sp.) ;
- marnes rouges, azoïques, indurées (2 m) ;
- packstones (6 m) à bird's eyes. Le microfaciès est une micrite à grains de quartz et pisolithes vadoses.

Terme **A.g. 3** : Il est limité à la base par la discontinuité D5 et au sommet par la discontinuité D6 (surface d'émersion d'échelle régionale, érosive). Il est composé de :

- grainstones (2 m), gréseux, bioclastiques, massifs ;
- marnes vertes (1 m), feuilletées, contenant des débris de crinoïdes et de lamellibranches ;
- mudstones (5 m) à lamellibranches et brachiopodes. Ils présente une matrice micritique à foraminifères (valvulinidés, *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER et *Haurania deserta* HENSON) ;
- marnes rouges (5 m), litées, indurées englobant un niveau de mudstone à wackestone à valvulinidés ;
- grainstones (6 m), gréseux à lamellibranches. Ce sont des calcaires de couleur ocre-rose, stratifiés (20 à 30 cm) et en bancs ondulés

2.2.2.3. Attributions stratigraphiques

Sur des critères de position et de faciès (*Cf.* coupes de Tazoult, Barda et de Tizi n-M'Barek) on rattachera la formation d'Aït Bou Oulli et la formation sus-jacente de Jbel Choucht respectivement au Lias inférieur et au Lias moyen (Carixien). Ces unités n'ont, il convient de le rappeler, livré aucun organisme permettant des datations précises.

Pour la formation d'Aganane, l'association des foraminifères, décelée dans les ensembles carbonatés des termes A.g. 1 et A.g. 2, nous a permis de proposer un âge domérien. En effet cette association, comprenant des *Haurania deserta* HENSON et des *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, correspond à la biozone "E"

de Septfontaine (1986).

2.2.2.4. Milieu de dépôt

Comme pour les dépôts de la coupe de Barda, nous allons essayer de dégager le milieu de dépôt de la région de Jbel Choucht en fonction des critères lithologiques (bancs épais, massifs, pour la formation de Jbel Choucht, minces et lités pour les formations d'Aganane) et paléontologiques (présence de lithiotidés et d'encroûtements algaires dans la formation de Jbel Choucht et dominance des débris de bivalves dans la formation d'Aganane).

La partie inférieure de la formation carixienne de Jbel Choucht (J.c. 1), à matériel bioclastique à la base, dolomitique au sommet, représenterait une évolution des milieux caractérisant une plate-forme peu profonde assez agitée puis un milieu proche de l'émersion (dolomitisation).

Après l'émersion totale (D2), le milieu de dépôt oscille entre une plate-forme interne très agitée (partie médiane oolithique) et peu agitée (parties inférieure et supérieure du terme J.c. 2).

Cette formation de Jbel Choucht est séparée de celle d'Aganane par un long épisode permettant le développement de la formation terrigène de Talmest-Tazoult à la limite entre Carixien-Domérien. La présence de grès (apports détritiques), la couleur rouge, la stratonomie (lits indurés) des marnes indiquent un environnement proche de l'émersion.

Pour la formation domérienne d'Aganane, le milieu de dépôt est celui d'une plate-forme interne peu profonde (abondance de niveaux oolithiques et gréseux), parfois proche de l'émersion (bird's eyes et bioturbations). Pour A.g 1, les dépôts représentent une séquence d'ouverture-comblement évoluant d'un milieu assez profond à la base (micrite) vers des milieux peu profonds, intertidaux à supratidaux (oolithes, bancs ondulés et stromatholitiques), conduisant à l'émersion totale (D4). Pour l'évolution dessinée par les dépôts A.g. 2 et A. g. 3, on note le passage de milieux plus ou moins profonds (abondance de bioclastes) à des milieux proches de l'émersion (niveaux gréseux ou à bird's eyes). Vers la fin de ces dépôts on assiste à une émersion généralisée de l'ensemble de la région (D6).

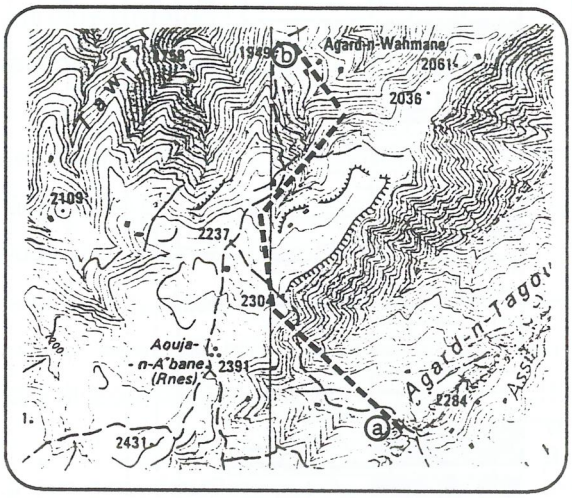
2.2.3. Aguerd n'Wahmane

2.3.3.1. Localisation de la coupe

La coupe de Wahmane est située à 9 km à l'Est de la coupe précédente, au centre du bassin nord occidental de la Cathédrale. Elle débute au-dessus de la discontinuité D6, au sommet des calcaires de la formation d'Aganane, formant le flanc nord de la ride de Talmest-Tazoult. La série détritique, représentant la formation d'Amezraï est très dilatée. La série sédimentaire de Wahmane (**figure 22**) s'enrichit en calcaires au sommet. Ces derniers correspondent aux formations de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi.

a : début de la coupe
(X : 426.5, Y : 144)

b : fin de la coupe
(X' : 424.5, Y' : 151)



2.2.3.2. Lithologie et biostratigraphie

a - Formation d'Amezraï

Au-dessus de la discontinuité D.6 (sommet des carbonates de la formation d'Aganane) se dépose une série détritique qui s'organise en plusieurs unités qui sont :

Terme A.m. 1 : de 80 m d'épaisseur, il comprend des calcaires oolithiques à la base puis des marnes et s'enrichit en grès et calcaires gréseux au sommet. La série montre de bas en haut :

- des calcaires oolithiques. Ce sont des oosparites à débris de lamellibranches ;
- des marnes de couleur verte et présentant des intercalations lenticulaires de grès, assimilées aux dépôts de chenaux ;
- des grès de couleur rouge et à stratifications obliques, entrecroisées. Ceux de la partie centrale de l'unité présentent, à leur sommet, un horizon calcaire à condensation de brachiopodes et de grands lamellibranches ;
- des marnes vertes, gréseuses et indurées ;
- grainstones gréseux. Le microfaciès de ce dernier montre des conditions de dépôt à très haute énergie : les gravelles, l'abondance de grains de quartz et

figure 22 : Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien de Wahmane

les oolites resédimentées en témoignent ;

- grainstones à spongiaires et ostracodes, à la base, suivis d'un banc micritique à horizons stromatholitiques qui est lui même surmonté par un niveau de wackestones à packstones. Le microfaciès est une oomicrite à pelmicrite à *Valvulina* sp., *Cladocoropsis* sp. et *Mesoendothyra croatica* GUSIC. Le sommet de ces calcaires est une surface durcie correspondant à la discontinuité D7.

Terme **A.m. 2** : épais d'environ 75 m, il débute avec un niveau de conglomérat. Il est ensuite essentiellement marneux et admet des intercalations gréseuses et calcaréogréseuses. Il est constitué de :

- conglomérats à éléments calcaires sub-arrondis, hétérogènes, de taille centimétriques. L'ensemble baigne dans un ciment calcaire ;
- marnes gréseuses, de couleur verte, indurée et azoïques ;
- grès, de couleur rouge à grains grossier. La matrice sparitique montre des gravelles (cailloutis noirs) et quelques débris de lamellibranches ;
- marnes gréseuses, de couleur verte, indurée et azoïques ;
- calcaires gréseux à matrice sparitique. Il porte à son sommet une importante zone (15 cm) de condensation de polypiers de grande taille (10 à 20 cm) ;
- marnes gréseuses, de couleur verte, feuilletées ;
- calcaires à matrice oosparitique, puis micritique, à débris de bioclastes (brachiopodes) et oncolithes ;
- grès en bancs ondulés, de couleur rouge. La matrice est une sparite à rares valvulinidés (*siphovalvulina* sp.). Le passage au terme sus-jacent, représenté par des conglomérats, représente la discontinuité D8.

Terme **A.m. 3** : cet ensemble, à dominance de marnes et grès verts, a une puissance de 160 m. Il débute avec un niveau calcaire micro-conglomératique à éléments d'origine différente, de petite taille (0,5 à 1 cm). Les éléments baignent dans une matrice calcaire gréseuse. Au-dessus, on peut noter de bas en haut :

- sur 125 m on a des marnes gréseuses à intercalations de bancs gréseux. Les marnes sont de couleur verte, azoïques indurées et stratifiées, la partie médiane, plus feuilletée, est à nodules calcaires. Les bancs de grès, fins, sont de la même couleur et renferment des débris d'algues et de gastéropodes. Le dernier ensemble gréseux montre des stratifications obliques entrecroisées ;
- calcaires oolithiques en bancs ondulés. C'est une oosparite relativement riche en débris de lamellibranches ;
- calcaires mudstones à wackestones d'apparence homogène et sans

rupture faciologique nette. C'est une intramicrite graveleuse à sphérulites, éponges, méandrospires et *Everticyclammina* sp.

Terme **A.m. 4** : il débute, au-dessus de la discontinuité D9 représentée par des traces de bioturbations (perforations) et de ravinement, avec des marnes. La série, de 20 m d'épaisseur, se poursuit par un niveau de calcaires gréseux à condensation de petits polypiers coloniaux. Les marnes son azoïques, feuilletées, de couleur rouge. Latéralement, vers l'Est, le niveau carbonaté est représenté par des calcaires à constructions récifales.

b - Formation de Tafraout

L'ensemble A.m. 4 précédemment décrit est recouvert, sans discontinuité nette, par des calcaires gréseux et marneux stratifiés qui correspondent à la formation de Tafraout. Cet ensemble de 30 m est formé de :

- calcaires gréseux, lités, à stratifications obliques planes. La texture de ce dernier est de type packstone ;
- calcaires marneux à bancs ondulés. Ce sont des micrites bioturbées à nombreux lithoclastes, gastéropodes, ostracodes, algues, crinoïdes et lamellibranches. Le sommet est marqué par la discontinuité D.10 représentée par une croûte (lumachellique) ferruginisée, on peut y noter aussi des traces de ravinement (émersion?).

c - Formation d'Aguerd n-Tazoult

Les dépôts de cette formation ont une épaisseur de 50m. Au-dessus de la discontinuité D10 apparaissent des calcaires à intercalations marneuses puis des marnes et des calcaires à constructions récifales en boules.

La première unité, calcaire, est à lithoclastes (agrégats d'oolithes abondants), à dominance de microfaciès sparitique. La partie médiane est oosparitique. Les oolithes sont à nucleus pelletoïdaux ou bioclastiques (débris de lamellibranches et parfois des foraminifères (*Timidonella sarda*)). Le sommet de ces calcaires est un banc à matrice micritique qui renferme des débris de polypiers coloniaux branchus.

L'ensemble se poursuit par des marnes vertes massives et des calcaires à matrice oosparitique, à stratifications obliques planes à la base, et sparitique à *Mesoendothyra croatica* GUSIC et à *Valvulina* sp. au sommet.

d - Formation d'Ait Abdi

Au-dessus de la discontinuité D11 (traces de paléosols et fentes de dessiccation ferruginisées) marquée au sommet des calcaires de la formation

d'Aguerd n-Tazoult, vient une série à dominance de calcaires qui se caractérise par l'abondance des constructions récifales. On peut la subdiviser en deux termes, A.a. 1 et A.a. 2.

Terme **A.a.** 1 : sur cent mètres, on peut voir une succession formée essentiellement par des calcaires et des passées marneuses importantes. Il débute avec des calcaires, en bancs métriques, qui évoluent depuis une oosparite (à dolo-oosparite) jusqu'à une micrite. Le passage du premier faciès au deuxième est net. Le contenu faunistique du premier est composé de valvulinidés. L'ensemble passe à des marnes vertes puis à des calcaires oolithiques dans leur partie inférieure. Ces calcaires montrent des stratifications obliques planes et le microfaciès est une sparite (oosparite à la base) à *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Trocholina* gr. *palastiniensis* HENSON, *Timidonella sarda* BASSOULET, *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES, *Thomathoporella parvovesiculifera* REIENERI et des valvulinidés et codiacées.

Le premier terme de cette formation se poursuit avec des marnes vertes d'apparence massive et azoïques, au-dessus desquelles on rencontre, de nouveau, des calcaires bioclastiques oolithiques surmontés par un niveau de condensation de brachiopodes et de polypiers. La matrice de ces assises calcaires est une oosparite à foraminifères (*Timidonella sarda* BASSOULET et *Pseudocyclammina* sp.) et à algues (*Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES et *Cladocoropsis* sp.). Les brachiopodes du niveau de condensation se composent de : *Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON), *Rugitela prebullata* ROUSSELLE et *Eudesia* sp.

L'ensemble s'achève avec des marnes, azoïques, feuilletées de couleur verte qui sont surmontées par deux masses calcaires successives de même texture (grainstone) et de couleur beige. La première est massive, très riche en foraminifères et algues (*Everticyclammina* sp., *Limognella* sp., *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES, *Spiraloconulus perconigi* ALLEMAN & SCHROEDER, Timidonella *sarda* BASSOULET, *Boueina* sp. et *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES). La deuxième unité, stratifiée, stratocroissante, est une sparite à *Limognella dufaurei* PELISSIE & PEYBERNES et *Boueina* sp. Au-dessus de l'ensemble on rencontre une surface perforée représentant, ici, la discontinuité D12.

Terme **A.a.** 2 : au-dessus de la discontinuité D12 on rencontre des calcaires de couleur sombre, en bancs métriques ondulés. Ces derniers forment la falaise de Wahmane. Ce sont essentiellement des barres oolithiques. La matrice de ces derniers montre parfois des plages d'oncolithes. Le contenu faunistiques se

compose de : *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Siphovalvulina* sp. et *Thomathoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Les derniers niveaux à matrice micritique sont distincts des premiers par la couleur claire (ocre) et par leur contenu faunistique qui se limite à *Siphovalvulina* sp. et *Acicularia* sp. On peut signaler la présence, dans ces niveaux, de gastéropodes, débris de crinoïdes et brachiopodes.

2.2.3.3. Attributions stratigraphiques

Les dépôts de la formation d'Aguerd n-Tazoult sont d'âge aalénien-bajocien comme l'indique la présence de l'association *Timidonella sarda* et *Sarfatiella dubari*.

Les niveaux supérieurs de cette coupe ont livré des brachiopodes de la zone à Humphriesianum : *Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON), *Rugitela prebullata* ROUSSELLE et *Eudesia* sp. confirment ainsi l'âge bajocien de l'ensemble carbonaté de la formation d'Ait Abdi.

Les dépôts de la formation d'Amezraï sont rapportés au Domérien supérieur?-Toarcien inférieur à partir des seuls arguments de position. La formation sus-jacente de Tafraout représenterait le Toarcien moy.-sup. et l'Aalénien *pro-parte*.

2.2.3.4. Milieu de dépôt

L'abondance des débris d'algues et de gastéropodes dans les sédiments terrigènes de la formation d'Amezraï, les structures sédimentaires (stratifications obliques), l'abondance de grès et de marnes gréseuses ainsi que la présence de chenaux confirment la présence d'un environnement deltaïque, caractérisé ici par des séquences régressives.

Les niveaux carbonatés supérieurs de Tafraout témoignent de l'installation d'une plate-forme carbonatée avec des environnements de dépôt qui évoluent d'un milieu de plate-forme interne peu profonde (barres gréseuses) à des milieux plus profonds (calcaires marneux).

Pour les formations d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi, les faciès dominants témoignent de zones à forte énergie (dominance des oolithes et des oncolithes) et du passage des faciès de milieu subtidal à des faciès de milieu marin inter à supratidal, sur une plate-forme de moins en moins profonde. On peut toutefois noter durant cette période (Aalénien terminal- Bajocien inférieur) des passées marneuses massives qui témoignent de périodes d'élévation importante du niveau marin.

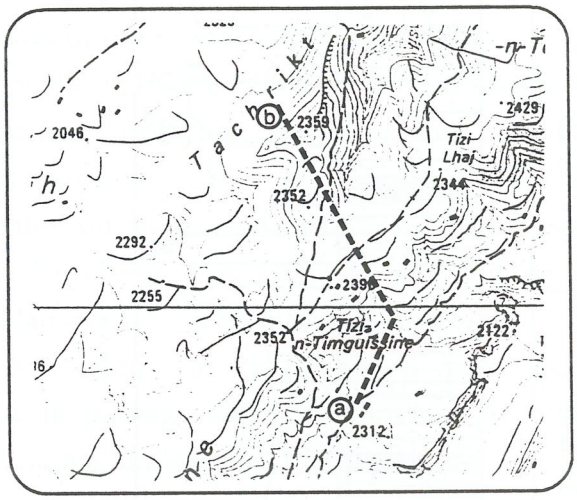
2.2.4. Timghissine

2.2.4.1. Localisation

La coupe de Timghissine est l'équivalent latéral, vers l'Ouest, des séries des secteurs de Wahmane, Tizi n-M'Barek et d'Ait Allal. Elle débute au niveau de la maison de Haj Lahssen (discontinuité D.6 du sommet de la coupe de Barda) et présente tout un ensemble de couches à pendage de 40 à 20° Nord. Elle s'achève au niveau des falaises d'Ait Maccad, au niveau d'une zone très accidentée, montrant des affleurements de grès de la formation, bathonienne de Guettioua.

a : début de la coupe
(X : 124.2, Y : 146)

b : fin de la coupe
(X' : 123, Y' : 150)



2.2.4.2. Lithologie et Biostratigraphie

Cette coupe (**figure 23**) peut être subdivisée en sept unités, qui représentent les formations d'Amezraï, de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi.

a -Formation d'Amezraï

Elle est composée de quatre termes associant des marnes et des grès auxquels se mêlent de rares bancs calcaires.

Terme A.m. 1 (80 m) : le premier ensemble débute, au-dessus de la discontinuité D.6 (fentes de dessiccation, ferruginisées, au toit de la formation d'Aganane). La base montre des calcaires oolithiques. C'est une oosparites à oolithes "a", ostracodes et entroques.

La série se poursuit par des marnes jaune-verdâtres, fossilifères (lamellibranches) et des grès de couleur verte. Les marnes sont azoïques, gréseuses et d'apparence massive. Les bancs de grès présentent des stratifications obliques entrecroisées. Le premier banc gréseux montre à son sommet un horizon marneux à condensation de brachiopodes, il s'agit de :

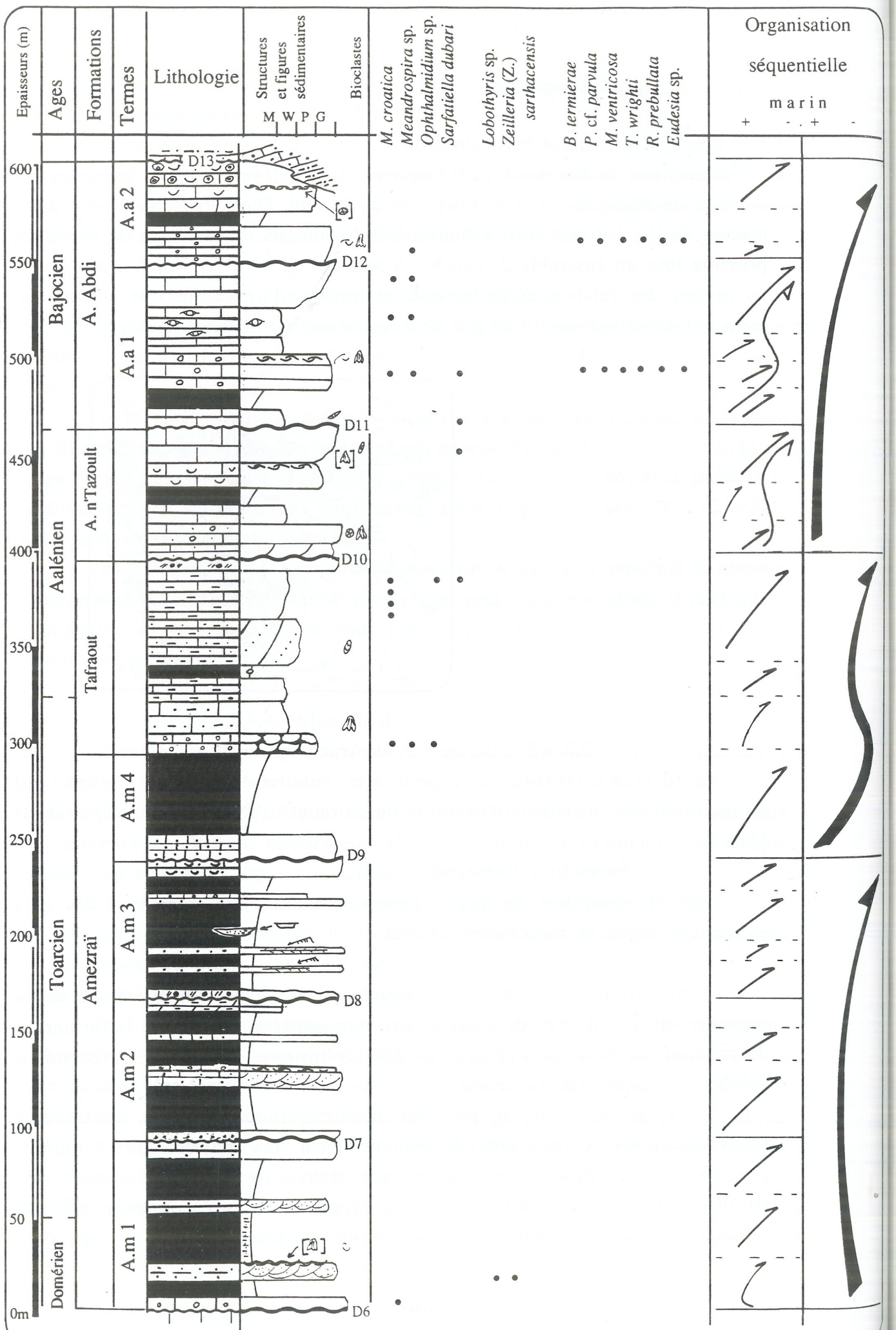


figure 23 : Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien de Timghissine

Lobothyris sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS).

L'ensemble est coiffé par des calcaires gréseux. Ce sont des oomicrosparites gréso-glauconieuses à lithoclastes (bryozoaires et lamellibranches).

La microfaune rencontrée, très pauvre, est formée d'ostracodes et de *Mesoendothyra* sp.

Terme **A.m. 2** (70 m): séparée de la première unité par une surface durcie correspondant à la discontinuité D7, la deuxième unité de dépôt est représentée par des grès rouges, des marnes de couleur jaune, des calcaires gréseux altérés en sables, des calcaires oolithiques, des marnes toujours jaunes et feuilletées, des grès, des marnes puis des calcaires dolomitiques marneux laminés.

L'ensemble carbonaté de la partie médiane de ce terme A.m 2 est composé de calcaires gréseux à stratifications obliques entrecroisées. Ce sont des grainstones à matrice intrasparitique à grains de quartz grossiers et à intraclastes. Au-dessus de ce dernier on note une surface de condensation de lamellibranches, gastéropodes et brachiopodes. Cette surface le sépare des calcaires oolithiques sus-jacents. L'ensemble carbonaté qui coiffe cette unité est une dolomie marneuse laminée. Au sommet de ce terme on note une surface irrégulière (d'érosion) qui marque le passage aux conglomérats du terme sus-jacent, cette surface est considérée comme la discontinuité D8.

Terme **A.m. 3** (60 m) : Au-dessus de la discontinuité D8, apparaît tout d'abord un niveau de conglomérats (1m) à éléments de forme arrondie, témoignant d'un long transport, de taille centimétrique, hétérogènes et à ciment calcaire. Au-dessus vient une première masse marneuse. Ce sont des marnes gréseuses, bien stratifiées, de couleur verte et à alternances de grès fossilifères (brachiopodes, lamellibranches et gastéropodes). Les barres gréseuses, au nombre de deux, montrent des rides de courant asymétriques à leur sommet et parfois des stratifications obliques entrecroisées (*herring-bone*) au milieu des bancs.

On passe ensuite à un niveau marneux stratifié comprenant des bancs de grès, avec des stratifications arquées et à base érosive, de forme lenticulaire (10 à 15 m de longueur sur 30 à 40 cm de hauteur). La composition du grain (grains de quartz grossiers et petits cailloux noirs à la base et grès fins au sommet) et la géométrie suggèrent que ces niveaux à remplissage détritique, gréseux et discontinus sont des anciens chenaux.

L'ensemble est surmonté par des calcaires gréseux puis oolithiques, bioclastiques (lamellibranches et gastéropodes), à stratifications centimétriques (parallèles et obliques planes). Au-dessus on passe, par l'intermédiaire d'un

ensemble marneux induré, à des calcaires gréseux montrant de belles fentes hexagonales de dessiccation correspondant à la discontinuité D9.

Terme **A.m. 4** (60 m) : La quatrième unité reconnue est elle aussi très riche en calcaires gréseux et de marnes azoïques feuilletées. Les calcaires gréseux sont en bancs centimétriques, à stratifications obliques planes. Les marnes sont de couleur verte.

b - Formation de Tafraout

La formation de Tafraout (100 m) se compose essentiellement de calcaires :

Les premiers niveaux calcaires, en bancs métriques, noduleux, sont des oosparites quartzeuses à *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Meandrospira* sp. et *Ophthalmidium* sp.

Les premiers calcaires marneux, gréseux à la base, sont stratodécroissant et contiennent des débris de brachiopodes et de lamellibranches. On passe progressivement à des marnes de couleur verte, massives et contenant des nodules calcaires. Le passage des marnes aux calcaires sus-jacents est net.

La dernière masse de calcaires marneux et gréseux à la base est stratocroissante. Le microfaciès dominant est une biomicrite à algues. Ces calcaires montrent des stratifications obliques planes à la base et des strates plus fines au sommet. Son contenu faunistique se limite à quelques *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Ophtalmidium* sp. et *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES.

L'ensemble est coiffé par un banc de calcaire qui s'enrichit en extraclastes (cailloutis noirs) de taille centimétrique et de forme arrondie. Le passage de ces derniers aux calcaires de la formation d'Aguerd n-Tazoult est considéré, ici, comme la discontinuité D10.

c - Formation d'Aguerd n-Tazoult

Cette formation est représentée par un ensemble carbonaté de 70 m d'épaisseur. Il est formé de :

- calcaires gréseux à stratifications obliques planes, à débris de crinoïdes et brachiopodes. La matrice de ce dernier, sparite à bioclastes, s'enrichit, vers le sommet, d'oolithes ;
- on passe ensuite à des calcaires de faciès de très faible énergie. Ce sont des calcaires micritiques surmontés par des marnes ;
- calcaires bioclastiques en bancs massifs de couleur noire. Ce sont des calcaires grainstones montrant, dans leur partie sommitale, une zone de condensation de débris de brachiopodes et de crinoïdes (encroûtés) très mal conservés.

Les derniers 20 m montrent des calcaires à matrice sparitique à *Srafatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES. Les bancs sont métriques et présentent des joints marneux centimétriques. La matrice de la partie sommitale de cette masse calcaire s'enrichit en lithoclastes

La discontinuité D11 séparant cette formation de la suivante correspond à une surface perforée et bioturbée.

d - Formation d'Ait Abdi

Cette formation montre deux termes successifs :

Terme **A.a.** 1 (90 m) : Il commence avec des calcaires stratifiés, en bancs métriques, stratocroissants, de couleur sombre et à intercalations marneuses. La matrice de ces derniers est une micrite à oncolithes, bryozoiaires, échinides, et à *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES. L'ensemble est surmonté, par l'intermediaire d'une surface nette, de marnes sombres et massives.

Progressivement, on passe des marnes aux calcaires oolithiques. Ces calcaires sont disposés en bancs centimétriques (10 à 50 cm d'épaisseur). Ils sont à matrice sparitique à *Meandrospira* sp., *Mesoendothyra croatica* GUSIC et *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES. Les inter-lits marneux ont livré des brachiopodes : *Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Parvirhynchia* cf. *parvula* (Deslongchmps), *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON), *Rugitela prebullata* ROUSSELLE et *Eudesia* sp.

On passe ensuite à des calcaires de couleur noire, micritiques à entroques et à bird's eyes au sommet. La microfaune se limite à quelques *Meandrospira* sp. et *Mesoendothyra croatica* GUSIC remaniées.

L'ensemble est coiffé par des calcaires à matrice intrasparitique à foraminifères remaniés. Ces derniers montrent, à leur sommet, la discontinuité D12, représentée par une surface durcie avec des traces de bioturbation (terriers).

Terme **A.a.** 2 (45 m) : ce terme voit de nouveau le développement d'un nouvel ensemble carbonaté. Il débute avec des calcaires oolithiques caractérisés par un faciès oosparitique à oolithes "a". Leur contenu paléontologique montre des *Meandrospira* sp. et des brachiopodes (même association que celle du terme A.a. 1).

Les calcaires qui achèvent cette séquence sont bioclastiques, à oncolithes. Ils montrent des constructions récifales (biohermes), en lentilles métriques, parallèles à la stratification, avec des polypiers coloniaux associés à des bryozoaires et des brachiopodes.

La formation d'Ait Abdi se termine par une surface d'érosion importante

qui, latéralement, la met en contact chevauchant avec des séries grésopélitiques qui correspondraient à la formation gréseuse bathonienne de Guettioua.

2.2.4.3. Attributions stratigraphiques

Le terme A.m. 1, de la formation d'Amezraï, daté par des faunes de la zone à Margaritatus : *Lobothyris* sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* (DESLONGCHAMPS), représente le Domérien.

Les termes A.m. 2, A.m. 3 et A. m. 4 de la même formation, ainsi que les dépôts de la formation de Tafraout, sont rapportés au Toarcien-Aalénien *pro-parte* à partir des seuls arguments de position.

Les séries de la formation d'Aguerd n-Tazoult représenteraient l'Aalénien, comme l'indique la présence de *Sarfatiella dubari.*

Les niveaux supérieurs de cette coupe ont livré des brachiopodes de la zone à Humphriesianum : *Burmirhynchia termierae* ROUSSELLE, *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON), *Rugitela prebullata* ROUSSELLE et *Eudesia* sp., ce qui confirme l'âge bajocien donné à l'ensemble carbonaté de la formation d'Ait Abdi.

2.2.4.4. Milieu de dépôt

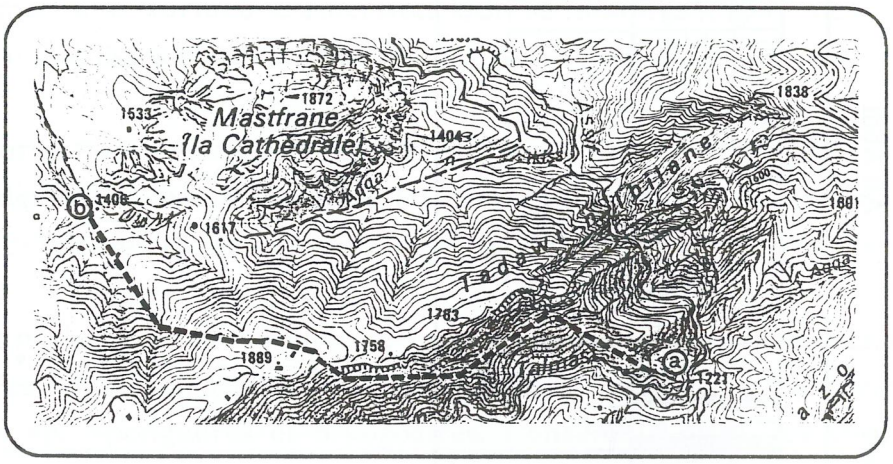
Les structures sédimentaires (stratifications obliques), l'abondance de grès et de marnes gréseuses, la présence de chenaux à base ravinante et l'organisation des séquences, marnes--marnes gréseuses--calcaires, confirment le dépôt des couches d'Amezraï dans un milieu de plaine deltaïque.

Les niveaux carbonatés supérieurs des formations de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi, représentent des milieux de plate-forme interne. En témoignent les niveaux à bird's eyes, l'abondance de faciès à lithoclastes et l'abondance des niveaux oolithiques. Au passage Aalénien-Bajocien, on note le développement de milieux favorables à la prolifération des brachiopodes et des foraminifères benthiques. L'abondance des niveaux oolithiques suggère la proximité d'une zone intertidale, de haute énergie.

2.2.5. la Cathédrale

2.2.5.1. Localisation

La coupe de la Cathédrale (**figure 24**) se situe le long de la rivière de Zawyat Ahançal, au Nord de la mine de Tazoult. Elle traverse une partie de la série terrigène d'Amezraï et les carbonates des formations de Tafraout, d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi. L'ensemble des carbonates du Lias inférieur et moyen est plissé et écaillé (**planche IX**). La série jurassique étudiée offre un pendage très fort (80 à 90°) vers le Nord et chevauche les conglomérats néogènes, horizontaux, du "Rocher de la Cathédrale".



a : début de la coupe (X : 433, Y : 152.6) ; b : fin de la coupe (X' : 429.5, Y' : 154)

2.2.5.2. Lithologie et Biostratigraphie

a - Formation d'Amezraï

En contact anormal avec une écaille de calcaires gris, oolithiques, appartenant à la formation hettangienne ou sinémurienne d'Aït Bou Oulli, et sur environ 180 m, on observe un ensemble détritique qu'on peut diviser en deux unités qui, sur des critères de position, pourraient correspondre aux termes A.m.3 et A.m. 4.

La première (150 m) est composée d'alternances de calcaires gréseux, de marnes rouges et de grès. Les niveaux carbonatés, fossilifères ont livré des lamellibranches et des gastéropodes.

On passe à la deuxième unité (A.m 4) qui débute par un niveau calcaire, gréseux, lité, montrant à sa base un horizon microconglomératique. La base des conglomérats est considérée, ici, comme correspondant à la discontinuité D9.

L'ensemble se poursuit par des marnes azoïques, rouges, à intercalations de calcaires gréseux. Une zone de condensation de fossiles (brachiopodes, polypiers, algues et lamellibranches) apparaît dans sa partie supérieure.

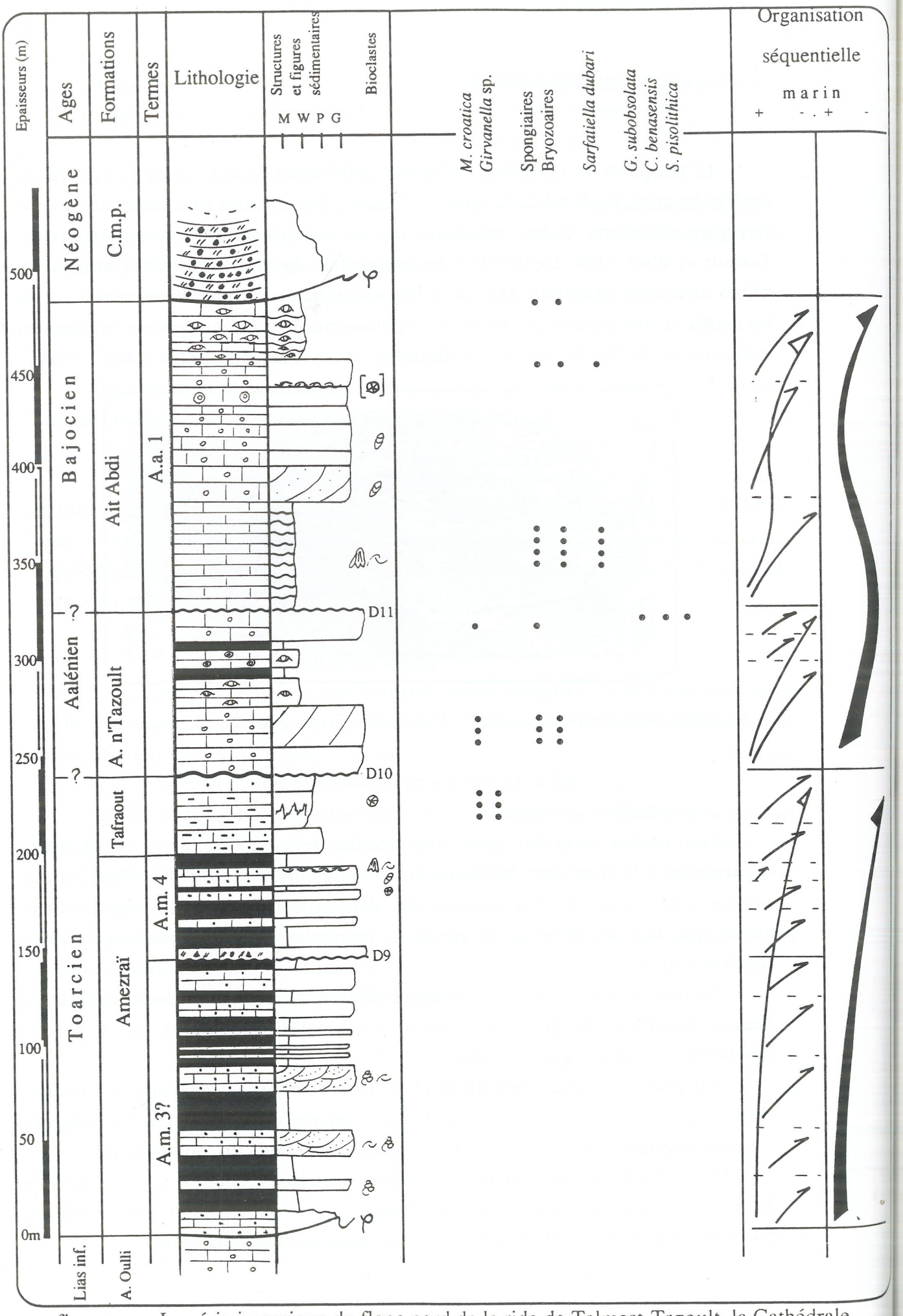


figure 24 : La série jurassique du flanc nord de la ride de Talmest-Tazoult, la Cathédrale

b - Formation de Tafraout

Elle est représentée ici par un ensemble carbonaté de quarante mètres d'épaisseur, stratifié à la base et massif, sans stratification évidente. Au sommet, quelques plans stylolitiques, parallèles à la stratification de l'ensemble sont visibles dans ces derniers. Les calcaires de la base sont marneux et gréseux. Les calcaires supérieurs sont marneux (mudstones à wackestones) et leur contenu faunistique se limite à *Mesoendothyra croatica* GUSIC et *Girvanella*? sp. avec de rare bioaccumulations de polypiers en boules.

Cette formation s'achève avec des calcaires, grainstones gréseux, avec à leur sommet une surface d'émersion qui se manifeste par des fentes de dessiccation fossilisées par des argiles (D10).

c- Formation d'Aguerd n-Tazoult

Au-dessus de la discontinuité D10, on passe aux dépôts de la formation d'Aguerd n-Tazoult. Ce sont essentiellement des carbonates. Dans le détail on reconnaît :

- 50 m de calcaires oolithiques, stratocroissants et à stratifications obliques planes. C'est une oosparite à très nombreux *Mesoendothyra croatica* GUSIC, *Girvanella* sp., spongiaires et bryozoaires. L'ensemble offre des stratifications obliques planes et montrte le développement des barres oolithiques vers l'Est ;

- 20 m de calcaires à bird's eyes. Le microfaciès est une micrite ;

- sur 20 m on peut observer des calcaires encadrés par des marnes de couleur verte et d'apparence massive. Les calcaires sont des micrites à oncolithes. On peut noter la présence de plusieurs plages à bird's eyes ;

- l'ensemble se termine par des calcaires oolithiques, très riche en débris de lamellibranches et de gastéropodes. Il a livré, outre *Mesoendothyra croatica* GUSIC et des spongiaires, une faune de brachiopodes composée de *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN).

d - Formation d'Ait Abdi

Par l'intermédiaire de la discontinuité D11, qui se manifeste par un fond durci (surface indurée et perforée), on passe à un ensemble calcaire de 140 m. Il est formé de :

- calcaires en bancs métriques à stratifications ondulés, de couleur beige, stratocroissants. Les études microscoPiqués montrent que ce sont des micrites à spongiaires, algues (*Sarfatiella dubari*), brachiopodes et débris de lamellibranches ;

- calcaires à oolithes puis à oncolithes stratodécroissants de couleur grise à noire et à stratifications obliques planes. Ce sont des oosparites à algues. Le sommet des calcaires à oncolithes montre un horizon de condensation à polypiers coloniaux en forme de boules, centimétriques. Par l'intermédiaire de ce niveau à condensation on passe de nouveau à des calcaires oolithiques à spongiaires, bryozoaires et à *Sarfatiella dubari* ;

- calcaires à bird's eyes stratocroissants, en bancs irréguliers. Le contenu faunistique se limite à quelques rares spongiaires et bryozoaires dans une matrice micritique.

e - Conglomérats de la Cathédrale

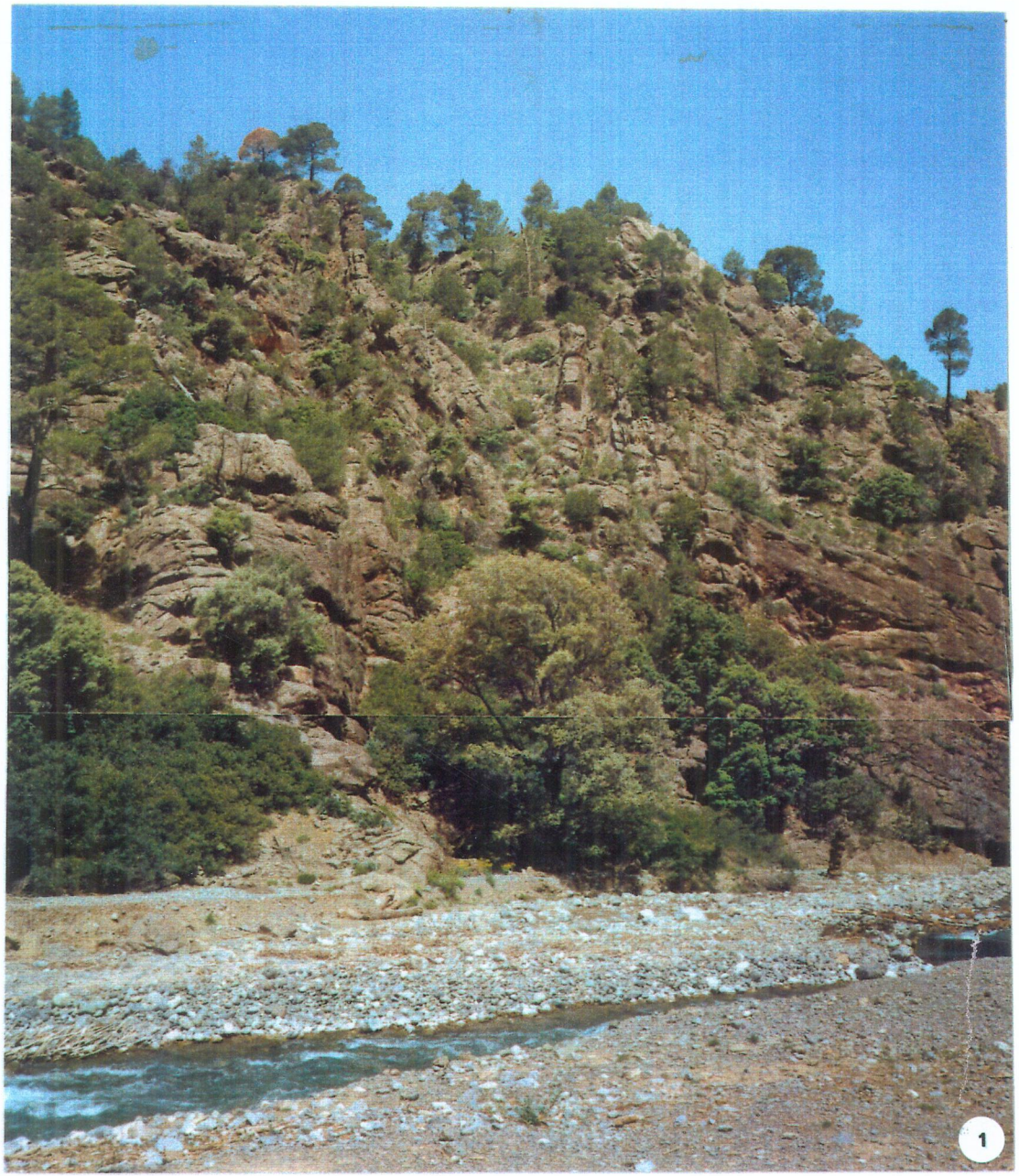
Par l'intermédiaire d'un chevauchement faiblement incliné vers le Sud, on passe des dépôts représentant la formation bajocienne d'Ait Abdi à des conglomérats datés du Mio-Pliocène (Jossen, 1988). Ces derniers, d'environ 150 m d'épaisseur, s'organisent en ensembles à granoclassement vertical (des grossiers vers les fines) caractéristique. Les éléments, de taille variable (20 cm maximum), arrondis, appartiennent au substrat jurassique.

2.2.5.3. Attributions stratigraphiques

Seuls les dépôts représentant la formation d'Aguerd n'Tazoult ont livré des brachiopodes (*Globirhynchia subobsoleta*, *Curtirhynchia benacensis* et *Stroudithyris pisolithica*) de la zone à Bradfodensis / Murchizonae, permettant ainsi, de préciser l'âge aalénien de cette formation. Sur des critères de position et par analogie de faciès, on peut dire que les dépôts de la partie inférieure détritique sont d'âge toarcien-aalénien *pro-parte* et que les calcaires supérieurs sont aaléniens *pro-parte*- et bajociens.

2.2.5.4. Milieu de dépôt

Les dépôts carbonatés, des formations de Tafraout, d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi, sont issus de milieux marins de faible bathymétrie, à influence continentale importante. L'étude des faciès et du contenu faunistique montre des approfondissements de milieu au cours du passage Toarcien supérieur?-Aalénien. Cette période correspond à l'installation de la plate-forme carbonatée. Les dépôts à dominance de faciès oolithiques et à oncolithes ainsi que les figures et structures sédimentaires (bird's eyes) témoignent de milieux peu profonds, proximaux. La géométrie et l'emplacement des conglomérats de la Cathédrale montrent qu'il s'agit d'un vaste cône de piedmont accumulé au pied du relief crée par la compression néogène. L'érosion récente y a modelé l'imposant relief du "Rocher de la Cathédrale".



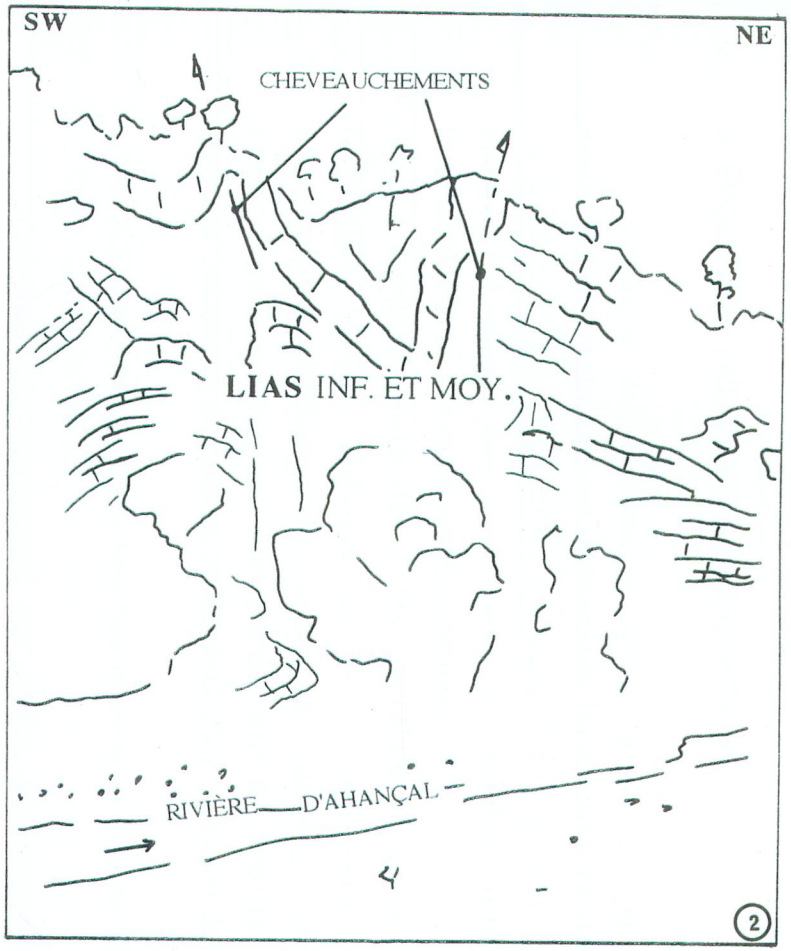


PLANCHE : IX

(1) : Vue panoramique des écailles du Lias inf. et moy. dans la gorge de la Cathédrale

(2) : interprétation

3. ÉVOLUTION LATÉRALE ET CORRÉLATIONS

L'analyse lithologique et biostratigraphique appliquée au remplissage sédimentaire englobant les différentes formations reconnues, permet de mettre en évidence trois ensembles majeurs dans la série jurassique de la région étudiée. Il s'agit des carbonates et brèches inférieurs, des terrigènes intermédiaires et des carbonates supérieurs.

L'évolution latérale et les corrélations entre les dépôts de chaque formation seront déduites de la reconnaissance des caractéristiques faciologiques spécifiques ou communes : lithologie, nature et distribution du contenu paléontologique. Elles permettent de préciser la paléogéographie de chacune des étapes reconnues et son évolution au cours du temps.

3.1. Les carbonates et brèches inférieurs (figure 25)

Cet ensemble correspond aux dépôts des formations d'Aït Bou Oulli, non détaillée ici, de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane.

3.1.1. Évolution latérale

a - Formation d'Aït Bou Oulli

Nous avons vu que les carbonates de la formation d'Aït Bou Oulli affleurent dans le coeur de l'anticlinal de Talmest-Tazoult. Ils sont en relation étroite, d'une part avec les accidents majeurs qui se sont succédés dans la région et d'autre part avec les roches éruptives qui traversent toute la couverture sédimentaire jurassique. Toute tentative de corrélation latérale de ces dépôts est aléatoire.

En effet, ces derniers se présentent souvent sous forme d'écailles, avec des redoublements de série dans le bassin nord occidental (*cf.* planche IX) ou chevauchant des séries plus récentes (**planche X**), comme à Ifza (Ouest du village de Talmest), dans le bassin sud oriental d'Amezraï.

b - Formation de Jbel Choucht

Les caractères des discontinuités D1 et D2, les critères faciologiques (calcaires fins), lithologiques (bancs épais, massifs puis minces et lités), et paléontologiques : présence de lithiotidés, foraminifères (*Meandrospira* sp., *Everticyclammina* sp., *Eggerella* sp., *Lituosepta* sp.) et algues (*Thomatoporella parvoversiculifera*), nous permettent de raccorder les termes J.c. 1 et J.c. 2, des coupes de Barda, de Jbel Choucht et de Tazoult, par dessus la ride de Talmest-Tazoult.

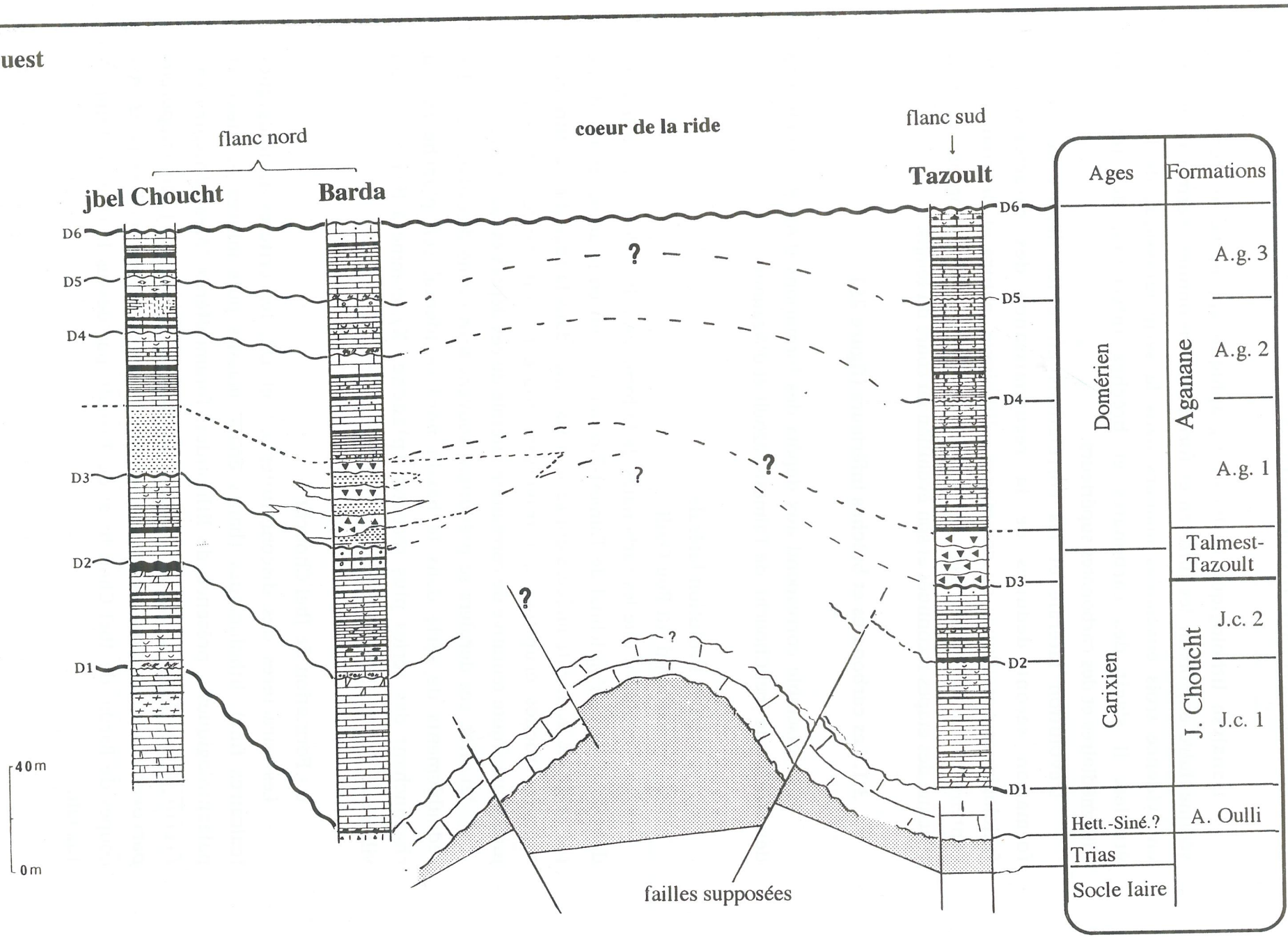


figure 25 : Corrélation entre les dépôts des formations de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane

Tazoult - J. Choucht : 14.5 km

La formation de Jbel Choucht a une puissance qui varie fortement en raison de son contact mécanique avec le Trias occupant le coeur de la ride de Talmest-Tazoult ou les carbonates de la formation d'Aït Bou Oulli. Elle est maximale à l'Est (Tazoult) et dans la partie centrale de Talmest-Tazoult (Barda) où l'épaisseur atteint 120m et diminue vers le sud et le Jbel Choucht, où elle ne dépasse pas 80 m.

Sur le flanc nord de la voûte de Talmest-Tazoult, au Jbel Choucht, les carbonates de cette formation, d'âge Carixien (Jossen, 1988), affleurent à partir de la colline de Wahmane. Il sont absents ou subsistent sous forme d'écailles aux abords de la Cathédrale. Ils disparaissent complètement et mécaniquement sous les séries détritiques du Toarcien à l'extrémité occidentale (Tizin-M'Barek) de la ride de Talmest-Tazoult.

La lithologie (coupes de Jbel Choucht et de Barda) montre que ce sont des calcaires massifs à la base, suivis de calcaires stratifiés. Seuls les niveaux à constructions récifales caractérisent la zone de Barda. La faune recensée est constante sur les deux coupes. Elle est constituée par de rares foraminifères benthiques, des algues et des lamellibranches. Le changement de faciès est progressif. En effet, avant de se transformer en calcaires lités, les calcaires massifs se chargent graduellement en boules récifales caractéristiques. De telles constructions, d'âge pliensbachien, sont connues sur toute la bordure du Haut Atlas (Du Dresnay, 1975 ; Dubar et Mouterde, 1978 ; Studer, 1987).

Sur le flanc sud, cette formation apparaît au niveau de la mine de Tazoult, où elle est sujette à l'extraction de Plomb et de Zinc. Son épaisseur est constante (100 m). Formant le Jbel Wawrirout, elle disparaît vers l'Ouest (village de Talmest) où on voit les carbonates du Lias inférieur se biseauter sous les dépôts terrigènes de la formation d'Amezraï. Les calcaires de ce flanc sont essentiellement massifs.

c - Formation bréchique de Talmest-Tazoult

La nature des éléments (calcaires décimétriques), les caractéristiques du liant (ciment argileux ou marneux, ferruginisé) et la position dans les séries, nous permettent de relier les brèches du versant nord (coupes de Barda) à celles du versant sud (coupes de Tazoult) de la ride de Talmest-Tazoult.

La formation des brèches de Talmest-Tazoult présente une puissance très variable. Elle est maximale à l'Ouest (flanc nord occidental de la ride, coupe de Barda) où elle atteint 50 m. A l'Est (flanc sud oriental de la ride, coupe de Tazoult) elle peut atteindre 35 m. Elle est absente dans les extrémités nord est et sud ouest du dispositif structural.

La lithologie de cette formation est assez homogène. Sur le flanc nord, elle

apparaît à partir de la colline de Wahmane, où elle est représentée par des brèches et marnes gréseuses jusqu'à Barda. Vers l'Ouest, au Jbel Choucht, les brèches disparaissent, et la formation de Talmest-Tazoult n'y est représentée que par les marnes rouges, gréseuses.

Sur le flanc sud, la formation est représentée uniquement par des brèches. Ces dernières disparaissent en biseau vers l'Ouest (Village de Talmest) et vers l'Est (Mine de Tazoult) sous les sédiments terrigènes de la formation d'Amezraï.

Le développement des brèches dans les zones les plus mobiles de la ride de Talmest-Tazoult, suggère une origine tectonique. Cette structure a alors probablement joué un rôle important dans la création d'une zone haute, démantelée par l'érosion, séparant les deux dépressions remplies par la série des calcaires sus-jacents.

d - Formation d'Aganane

Les carbonates de la formation d'Aganane peuvent être facilement raccordés le long de la ride (coupes de Jbel Choucht et de Barda) et de part et d'autre de ce dispositif (coupe de Tazoult). Les faciès dominants étant les calcaires lités, le contenu fossilifère est partout le même. Il se compose de foraminifères (*Meandrospira* sp., *Everticyclammina* sp., *Eggerella* sp., *Lituosepta* sp., *Mayncina termieri, Pseudocyclammina liasica, Haurania deserta, Mesoendothyra croatica, Ammobaculites* sp. et *Planiinvoluta carinata*) et d'algues (*Thomatoporella parvoversiculifera, Paleodasycladus mediterraneus, Acicularia* sp., *Permocalculus* sp. et des codiacées).

On a remarqué que la puissance de cette formation est très variable. Elle est maximale à Tazoult (100m), sur le flanc sud de la ride de Talmest-Tazoult, le long de jbel Wawrirout. Elle est en revanche minimale à Jbel Choucht (60 à 80m) avant de disparaître complètement vers l'Ouest, à la verticale, sous les terrigènes de la formation détritique d'Amezraï.

L'âge domérien, donné par les brachiopodes (*Lobothyris* sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* de la zone à Margaritatus) et l'association des foraminifères de la biozone "E" (*Pseudocyclammina liasica, Haurania deserta*) du Lias moyen de Septfontaine, 1986 (domérien moyen), confirme nos corrélations.

3.1.2. Conséquences paléogéographiques

D'après les critères lithologiques et faciologiques reconnus, l'ensemble des carbonates et des brèches du Carixien-Domérien présente des changements paléogéographiques notables.

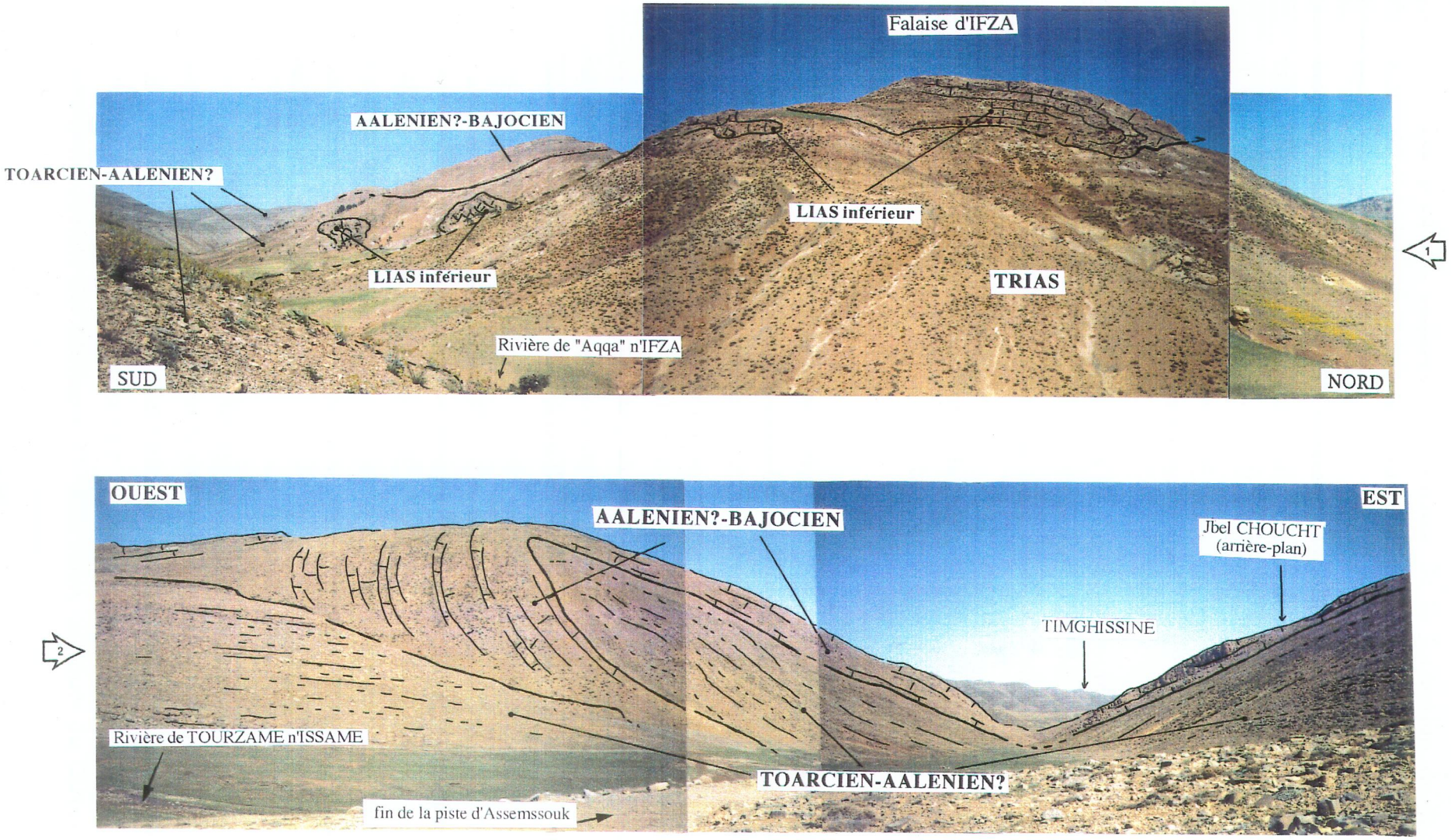


PLANCHE X - Vues panoramiques :

- (1) de la falaise d'Ifza, centre du bassin sud oriental d'Amezraï
- (2) de la terminaison occidental du même bassin (sud de Tizin-M'Barek)

Les premiers sédiments carbonatés de la formation de jbel Choucht montrent l'abondance des faciès caractéristiques d'un environnement de plate-forme. La présence de constructions récifales et l'abondance des microfaciès à biopelsparites et oosparites suggère l'hypothèse d'une origine fortement énergétique, en relation avec des hauts-fonds disséminés sur cette plate-forme. Il s'agirait d'un seuil (plus ou moins profond), tectoniquement actif, pouvant être temporairement émergé (zone de relais du décrochement la plus active dans la région. *Cf.* chapitre : évolution géodynamique).

Le développement des brèches de Talmest-Tazoult indique en effet, dès le Carixien sommital-Domérien basal, une perturbation des conditions de dépôt. On aurait, comme nous le verrons plus loin, création d'un relief (ride proprement dite) et érosion continentale de cette dernière. Ces assises bréchiques enregistrent donc le mouvement de la ride de Talmest-Tazoult. Leur position, aux extrémités nord est et sud ouest de la structure, témoigne de la localisation des zones les plus mobiles.

Les calcaires à influences terrigènes de la formation d'Aganane indiquent l'installation d'un milieu de plate-forme interne (sub, inter à supratidal, à influence terrigène). On aurait donc une tendance générale régressive puisque l'on passe des dépôts de plate-forme (milieu plus ou moins profond : calcaires massifs du Lias inférieur et du Lias moyen basal des formations d'Aït Bou Oulli et de Jbel Choucht) à des dépôts de plate-forme interne à dominance d'algues vertes, lamellibranches, niveaux oolithiques et stromatholites. L'ensemble est interrompu par les dépôts de brèches de Talmest-Tazoult.

La pauvreté en organismes des séries carixiennes et en particulier la rareté des foraminifères, peut être expliquée par la présence de conditions paléoécologiques défavorables : faible bathymétrie et manque en particulier d'ouverture marine du milieu. Ce n'est qu'après l'émersion importante marquée par la bréchification des flancs de la ride que les conditions paléoécologiques deviennent favorables.

La discontinuité D3, qu'on appellera discontinuité intra-pliensbachienne, marque une discordance synsédimentaire des dépôts de la formation d'Aganane sur ceux de la formation de Jbel Choucht (*Cf.* planche V). La géométrie dessinée par cette dernière est, par analogie avec le modèle de Riba, (1975), un offlap (géométrie déduite des pendages 90°/45°). Ainsi, au cours du Carixien terminal,

une vitesse de sédimentation inférieure à celle du redressement tectonique de la ride a donné naissance aux brèches de Talmest-Tazoult. On aurait par la suite, dès au Carixien terminal, création des deux gouttières latérales et parallèles à ce nouveau dispositif.

La discontinuité D6, matérialisée par des fentes d'origine tectonique, ferruginisées et remplies d'argile, d'orientation dominante N-135°, marque le passage des dépôts carbonatés à ceux, terrigènes, d'Amezraï. En plus des caractéristiques sédimentaires elle offre l'aspect angulaire et géographique d'une discordance des dépôts terrigènes sur les carbonates. Cette discordance présente dans le paysage (*Cf.* planche I et **figure** 26) une géométrie en onlap, ce qui a pour conséquence une diminution graduelle du pendage. La disposition en éventail des couches syntectoniques souligne la réduction progresive du taux de subsidence maximal au niveau de la discontinuité D3. Cette mobilité s'accompagne d'une augmentation régionale du taux de sédimentation.

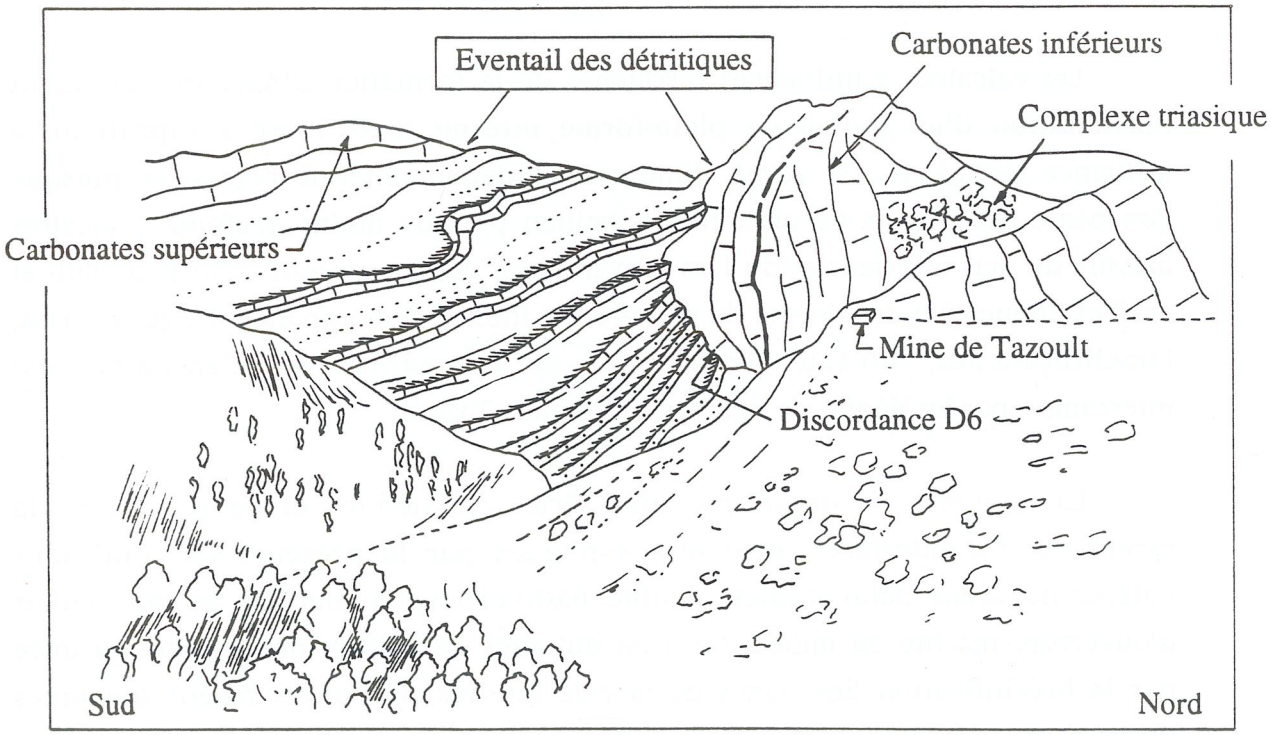


figure 26 : La discordance progressive "D6" et l'éventail des terrigènes dans le bassin sud oriental d'Amezraï (dessin d'après photo, *Cf.* planche I)

Le même dispositif est observé dans la ride d'Assemssouk (Gharib, travail en cours) où le redressement des flancs de ce dispositif, avec écroulement de

blocs de falaise, se produit au Domérien supérieur et coïncide avec un approfondissement du milieu au passage de la formation de Jbel Choucht à celle d'Assemssouk.

Le trait le plus marquant est que (**figure 27**), en tout point du domaine atlasique, tant dans le domaine de plate-forme intertidale que dans celui de seuil (Souhel *et al.*, 1993a et 1993b ; Septfontaine, 1984 et 1986), en l'absence du Domérien supérieur étant absent, l'approfondissement du milieu de dépôt se manifeste à la limite Domérien moyen-Toarcien, alors qu'à Talmest-Tazoult, ce phénomène (D6) est intra Domérien. Les dépôts du terme A.m. 1 susjacents à D6 ont en effet fourni des brachiopodes de la zone à Margaritatus. Notre région a donc été le siège d'une phase tectonique importante au cours du Domérien moyen.

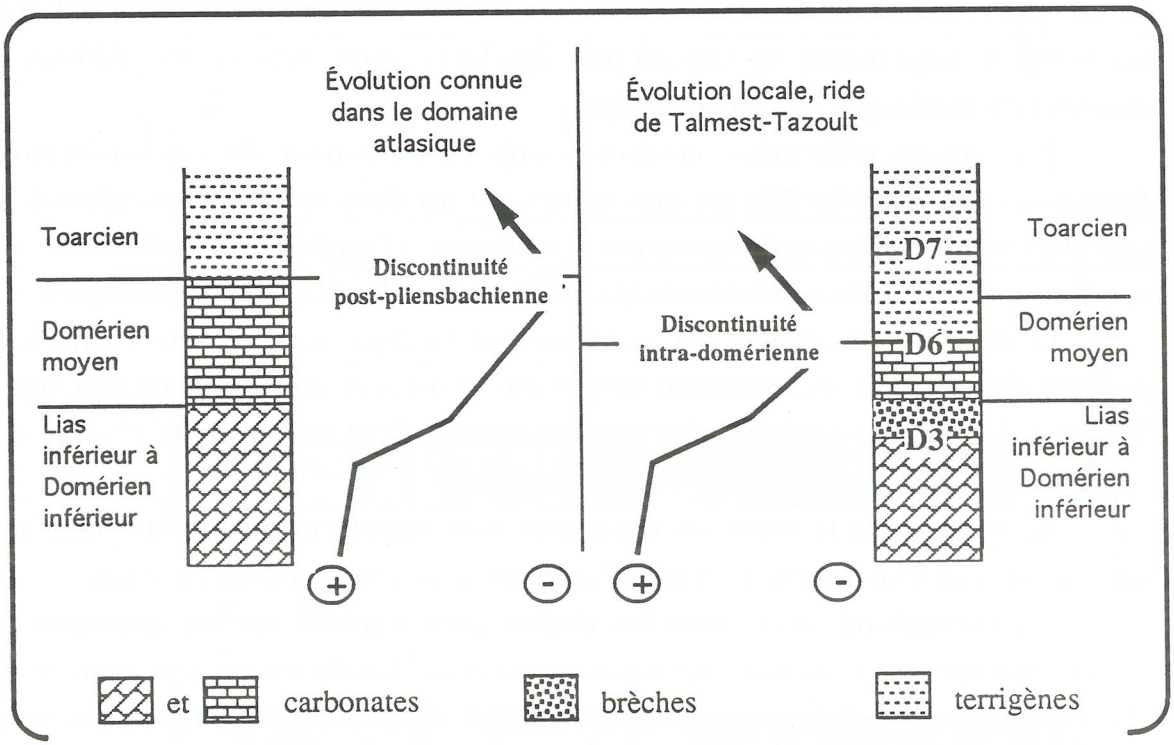


figure 27 : Comparaison entre l'évolution du milieu de dépôt à l'échelle du domaine atlasique et celle de la ride Talmest-Tazoult (sans échelle verticale)

On verra par la suite (chapitre stratigraphie séquentielle), que cette phase de structuration rend délicat le calage sur la charte des cycles eustatiques.

3.2. Les terrigènes intermédiaires

Cette unité, très épaisse, comprend les formations essentiellement gréseuses, silteuses et marneuses, puis calcaires d'Amezraï et Tafraout. Elle correspond au remplissage des deux bassins (nord occidental et sud oriental) individualisés de part et d'autre de la ride naissante de Talmest-Tazoult. L'ensemble des terrigènes se présente en discordance progressive sur les carbonates inférieurs.

3.2.1. Bassin nord occidental (figure 28)

Il correspond au bassin de la cathédrale. Les dépôts terrigènes de ce bassin occupent le coeur du synclinal de la Cathédrale. Ils disparaissent ensuite vers le Nord, l'Est et l'Ouest, sous les carbonates supérieurs aaléno-bajociens. Vers l'extrémité occidentale de Jbel Choucht, ces dépôts sont en contact anormal avec les séries sédimentaires et volcaniques du Trias ainsi qu'avec les gabbros et dolérites du Jurassique moyen-supérieur.

Les coupes effectuées montrent que la puissance de ces différentes formations est variable. Elle est maximale (400 m) dans le secteur occidental où ces dernières présentent un aspect marneux (Timghissine, au coeur du synclinal), et minimale au niveau de la Cathédrale où elles sont gréso-pélitiques.

La base de ces dépôts est marquée par la discontinuité D.6 assurant le passage des calcaires du Domérien moyen aux marnes et grès du Domérien sup.?-Toarcien. Le sommet correspond à la discontinuité D.10 marquant le passage des terrigènes aux calcaires supérieurs aaléno-bajociens.

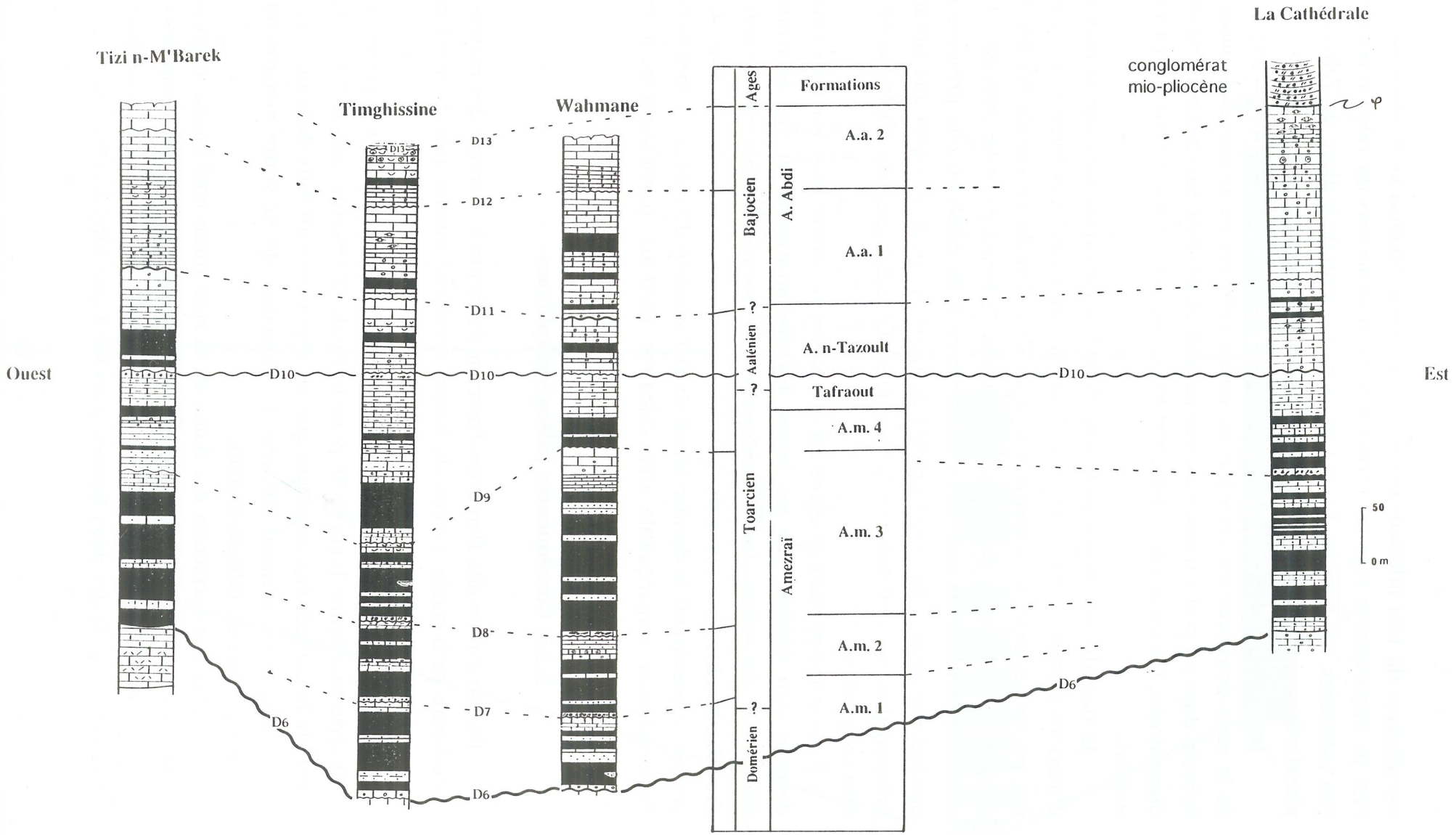
Au sommet de la série, les terrigènes sont remplacés progressivement par des calcaires au sein desquels on note l'abondance de constructions récifales.

Les correspondances entre les dépôts sont fondées sur les analogies de faciès caractérisant le milieu deltaïque. Le contenu fossilifère est très pauvre. En effet, outre des lamellibranches et gastéropodes, on a récolté une faune qui ne se compose que de quelques rares foraminifères : *Mesoendothyra* sp., *Valvulina sp.* à la base et *Meandrospira* sp. et *Everticyclammina* sp. au sommet , et d'algues (*Ophthalmidium* sp.).

3.2.2. Bassin sud oriental (figure 29)

Il correspond au bassin d'Amezraï. Les dépôts terrigènes de ce bassin représentent les formations d'Amezraï et de Tafraout. Ils forment le coeur d'un synclinal s'étendant du flanc sud de la ride jusqu'aux carbonates plus

figure 28 : Corrélations lithostratigraphiques des formations d'Amezraï, de Tafraout, d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi dans le bassin nord occidental.



méridionaux du Lias inférieur et moyen de Zawyat Ahançal et Assemssouk. Vers l'Est ils disparaissent sous les carbonates aaléno-bajociens du relief d'Igli et de Tizi n-M'Barek (*Cf.* planche X), et vers la partie centrale (village de Talmest, *cf.* planche X) sous les dépôts triasiques chevauchants.

Les coupes d'Igli, d'Ait Allal et de Tizi n-M'Barek montrent que la puissance de la série détritique est cette fois maximale (450 m) au niveau de la mine de Tazoult, donc en position orientale par rapport au premier bassin. On retrouve la discontinuité D.6 qui limite la série à sa base, ainsi que la discontinuité D.10 à son sommet.

La base des terrigènes du bassin d'Amezraï est caractérisée par la présence d'horizons slumpés, à proximité des flancs de l'anticlinal. Ces figures associées à des pentes sédimentaires disparaissent en direction du centre du bassin, soit d'Ouest en Est. Comme dans le premier bassin, la formation d'Amezraï prend un aspect nettement plus marneux vers le centre à Ait Allal, où elle présente son épaisseur maximale. Les changements de faciès (passage des grès aux calcaires gréseux) dans les sédiments de la formation d'Amezraï, se font généralement de manière progressive.

Les correspondances entre les ensembles reconnus dans les trois coupes décrites sont fondées sur les faciès, les discontinuitées et sur le contenu fossilifère. En effet, les brachiopodes : *Soaresirhynchia bouchardi et Pseudogibbirhynchia jurensis* ont été trouvés au sein du terme A.m. 4. Ce dernier, représentant le dernier terme de la formation d'Amezraï, admet partout l'intercalation remarquable des calcaires récifaux particulierement bien développée à Ait Allal.

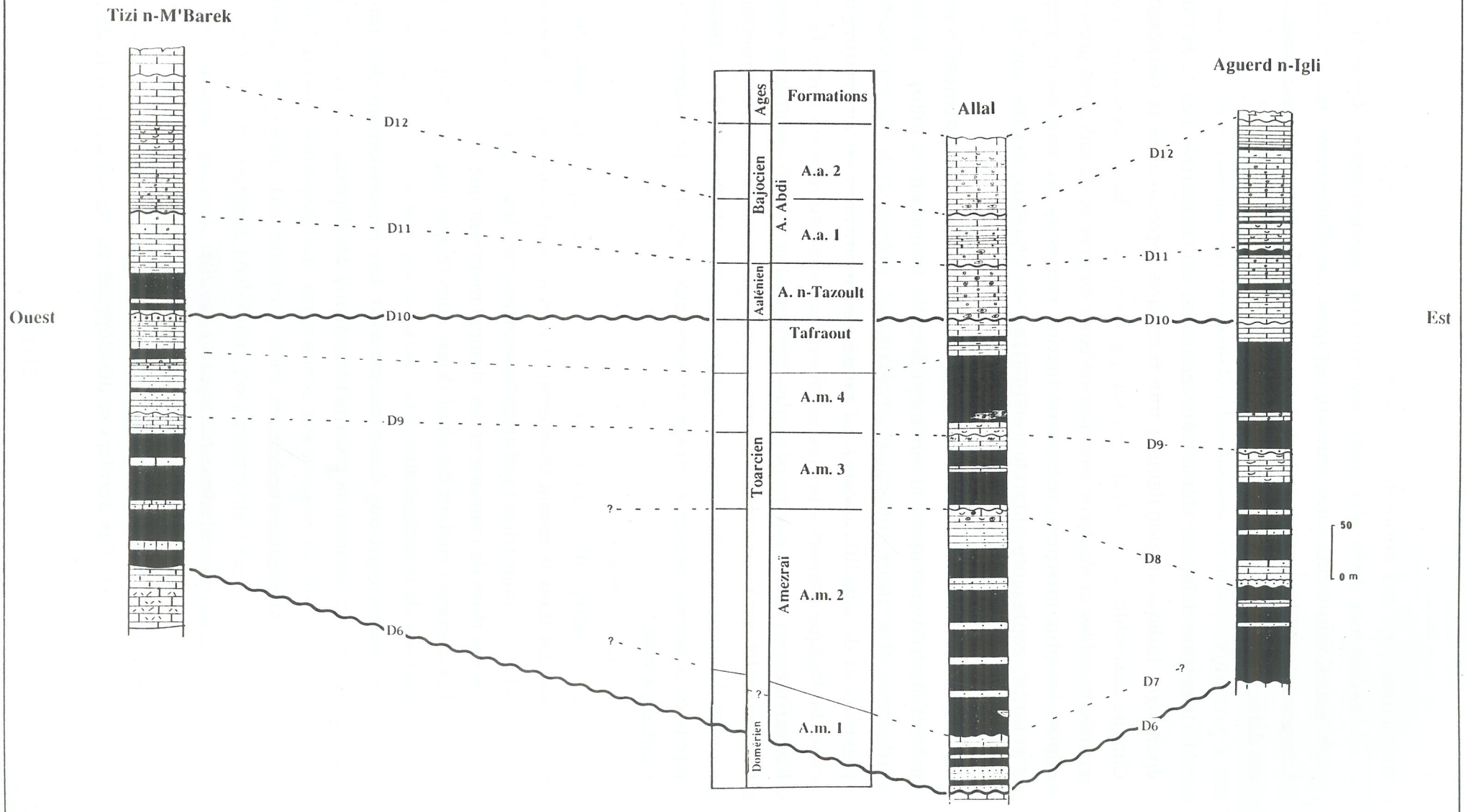
3.2.3. Conséquences paléogéographiques

Durant l'intervalle Domérien-Toarcien s'effectue le passage des milieux de plate-forme carbonatée à ceux de bassin terrigène encore peu profond mais fortement subsident.

Les figures sédimentaires, la géométrie et la migration des dépôts-centres de la série toarcienne (vers le SE pour le bassin d'Amezraï, vers le NW pour le bassin de la Cathédrale), montrent que les dépôts se sont faits dans un contexte géodynamique étroitement lié avec la naissance de la voûte constituant la structure positive de Talmest-Tazoult.

En effet , la surrection des flancs de la ride aurait créé latéralement deux dépressions. Les milieux de dépôt des sédiments qui assurent leur remplissage et leur rythmicité ainsi que l'absence (ou la rareté) des organismes évoquent un comblement rapide des deux bassins, associée à une subsidence synsédimentaire

figure 29 : Corrélations lithostratigraphiques des formations d'Amezraï, de Tafraout, d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi dans le bassin sud oriental.



très active.

Le sommet de la série détritique montre que les dépôts s'enrichissent en carbonates, annonçant une paléotopographie de plate-forme matérialisée par l'absence de sédiments associés à des pentes. Cette nouvelle étape transgressive est datée de l'Aalénien terminal-Bajocien.

L'origine deltaïque des dépôts terrigènes est démontrée par le fait que les épandages indiquent globalement une tendance régressive de la sédimentation. Chaque ensemble décrit, stratocroissant, présente à sa base des marnes puis des marnes et sables et s'achève avec des niveaux de grès et de calcaires gréseux. Les dépôts les plus grossiers, à base ravinante, reconnus au sein de la formation d'Amezraï, représenteraient le remplissage de chenaux établis sur la plaine deltaïque.

On aurait donc, dans le secteur étudié, au Toarcien-Aalénien basal, des milieux hydrodynamiques et sédimentaires de transition, soumis à la fois aux influences fluviatiles (chenaux) et marines (présence de brachiopodes, de polypiers et de lamellibranches). La rareté des organismes est en relation avec la crise biologique importante qui se manifeste très nettement entre la zone à Margaritatus et la zone à Serpentinus. Septfontaine (1986) qualifia le milieu de "défavorable" pour expliquer l'arrêt de la prolifération des foraminifères au sommet du Domérien. Cette crise biologique, mondiale (Hallam 1967a et 1967b), est attribuée à des événements anoxiques survenus au cours du Toarcien inférieur (Jenkins, 1988).

La géométrie d'ensemble du remplissage avec épaississement des séries vers le Sud Est dans le bassin d'Amezraï et vers le Nord Ouest dans le bassin de la Cathédrale, la migration des dépôts-centres et les figures sédimentaires (directions des rides de courants et des slumps) montrent que :

- Les apports venaient du Nord Ouest dans le synclinal d'Amezraï et du Sud Ouest dans celui de la Cathédrale.
- Le comblement des deux bassins s'est fait régionalement du Sud Ouest vers le Nord Est, confirmant la polarité téthysienne des dépôts.

3.3. Les carbonates supérieurs

3.3.1. Corrélations (*Cf.* figure 28 et 29)

Ils s'agit des dépôts carbonatés correspondant aux formations d'Aguerd n-Tazoult et d'Ait Abdi. Ces derniers se développent au-dessus de la série détritique

et couvrent l'ensemble de la région étudiée. L'estimation des épaisseurs de ces séries carbonatées est difficile en raison du biseau d'érosion post jurassique. Les variations latérales de faciès ne sont pas très importantes. Toutefois on note la prédominance des calcaires oolithiques et oncolithiques à l'Est (bassin sud oriental) et l'existence d'intercalations marneuses (ne dépassant pas deux mètres) à l'Ouest (bassin sud occidental). Les faunes recensées sont tout à fait comparable ici et là, suggérant donc la généralisation de milieux de plate-forme à l'échelle du bassin de Zawyat Ahançal.

En plus des foraminifères (*Meandrospira* sp., *Everticyclammina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Timidonella sarda*, *Limognella* sp., *Limognella dufaurei*, *Spiraloconulus perconigi*, *Trocholina* gr. *palastiniensis*, *Neotrocholina* sp., *Mesoendothyra izjumiana* , *Pseudocyclammina* sp. et *Siphovalvulina* sp.) et des algues (*Thomatoporella parvoversiculifera*, *Sarfatiella dubari* , *Boueina* sp. et codiacées) qu'on retrouve, au sein de ces séries carbonatées, on a récolté des brachiopodes qui ont permis de corréler avec précision les différents termes définis.

En effet, *Globirhynchia subobsoleta*, *Curtirhynchia banasensis* et *Stroudithyris pisolithica* ont été reconnus dans la formation d'Aguerd n-Tazoult à la fois sur la coupe de la Cathédrale appartenant au bassin de la Cathédrale et à Ait Allal et Igli, au sein du bassin d'Amezraï. De même *Burmirhynchia termierae*, *Parvirhynchia* cf. *parvula*, *Monsardithyris ventricosa*, *Tubithyris wrighti*, *Rugitela prebullata* et *Eudesia* sp. existent à la fois à Ait Allal dans le bassin méridional, Tizi n-M'Barek, Wahmane et Timghissine dans le bassin septentrional.

3.3.2. Conséquences paléogéographiques

Les carbonates supérieurs de l'Aaléno-Bajocien sont discordants et semblent appartenir à une plate-forme carbonatée unique, recouvrant les deux anciens bassins toarciens sud oriental et nord occidental ainsi que la ride intermédiaire. La période de l'Aalénien-Bajocien se marque ainsi par le retour graduel d'une sédimentation carbonatée généralisée faisant suite à l'épisode terrigène précédent. Les calcaires, dont les faciès traduisent la mise en place d'une plate-forme ouverte (Aalénien) puis restreinte (Bajocien), débordent les grès et calcaires gréseux deltaiques toarciens pour recouvrir à l'horizontale (Laville et Harmand, 1982) les divers termes de la série liasique sous-jacente.

Chapitre II

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1. BREFS RAPPELS ET MÉTHODOLOGIE 137

2. APPLICATION AU JURASSIQUE DE TALMEST-TAZOULT 138

2.1. Les séquences de l'ensemble carbonaté inférieur et des brèches

2.2. Les séquences de l'ensemble terrigène intermédiaire

2.3. Les séquences de l'ensemble carbonaté supérieur

3 - RÉFÉRENCE A LA CHARTE DES CYCLES EUSTATIQUES 164

1. BREFS RAPPELS ET MÉTHODOLOGIE

La Stratigraphie Séquentielle a été développée par le groupe EXXON à partir d'études sismiques portant surtout sur l'analyse des rapports géométriques entre les unités lithologiques identifiées (Vail *et al.*, 1987). Elle consiste à reconnaître, à ordonner et à subdiviser dans l'espace et dans le temps, les empilements sédimentaires sous forme de séquences de dépôt (Rey, 1993). Les principaux paramètres pris en considération sont les variations eustatiques du niveau de la mer, la subsidence tectonique et les apports sédimentaires.

La Stratigraphie Séquentielle a été utilisée initialement pour les sédiments terrigènes. Son application aux dépôts carbonatés (Sarg, 1988) a montré qu'on retrouve la même organisation en cortèges sédimentaires et la même disposition spatio-temporelle. Toutefois, outre les variations du niveau de la mer et du volume des sédiments, deux autres facteurs, la morphologie du bassin et le climat, jouent ici un rôle non négligeable.

L'utilisation de la Stratigraphie Séquentielle nécessite une démarche (**figure : 30**) en plusieurs étapes :

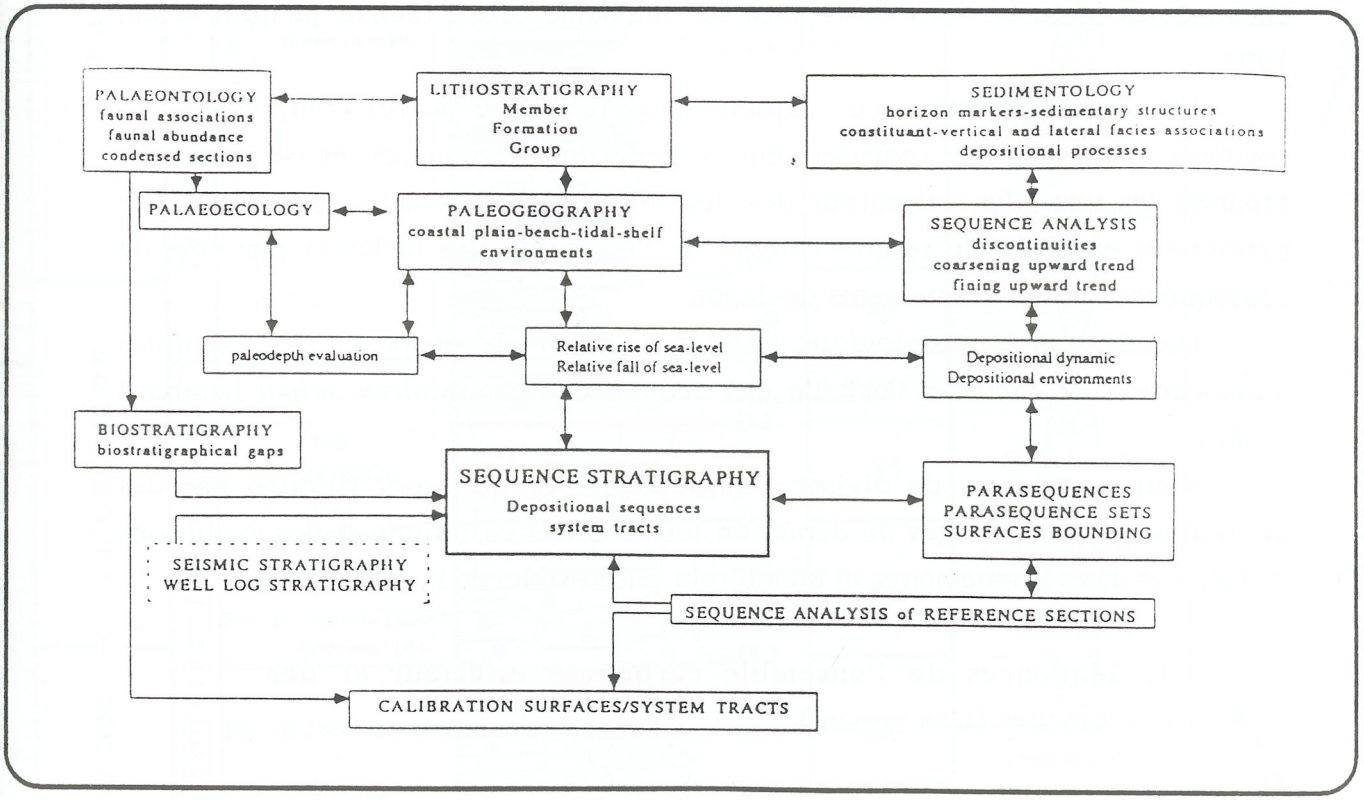


figure 30 : La démarche de la Stratigraphie Séquentielle
(D'après Rioult *et al.*, 1991)

Elle commence avec des observations de terrain, impliquant en particulier la reconnaissance des faciès et l'identification de leurs associations, la détermination du milieu de dépôt et la mise en évidence des cortèges sédimentaires (cône sous marin ; prisme de bas niveau marin ; intervalle transgressif ; prisme de haut niveau marin). Les critères retenus sont géométriques (progradation, aggradation, rétrogradation), sédimentologiques (lithologie, discontinuités) et paléobathymétriques (diminution et augmentation de la tranche d'eau en fonction des faciès et des milieux de dépôts). Enfin sont prises en compte la mise en évidence des discontinuités (limites de séquences) et surfaces (inondation, transgression) qu'ils enserrent ou qui les séparent. Pour se référer à la charte des cycles eustatiques, il faut compléter l'étude de terrain par des données biostratigraphiques, donc paléontologiques, permettant les datations des différentes unités.

2. APPLICATION AU JURASSIQUE DE TALMEST-TAZOULT (figure 31)

La série du Jurassique inférieur et moyen affleurant dans le secteur de la ride de Talmest-Tazoult comporte diverses formations lithologiques au sein desquelles ont été reconnues des séquences de troisième ordre (*sensu* Vail, 1987) elles-mêmes incluses dans des cycles de deuxième ordre (*sensu* Jacquin *et al.*, 1992).

Les unités de référence (séquences de troisième ordre) comportent des cortèges associant des paraséquences génétiquement liées et se trouvent séparées les unes des autres par des discontinuités d'extension régionale. Elles permettent en outre de rendre compte de l'évolution des faciès et par voie de conséquence des environnements de dépôt.

L'analyse sédimentologique permet en outre de proposer des exemples d'association de faciès à l'échelle des séquences élémentaires *sensu* Lombard (1956).

Nous essayerons de diviser chaque séquence de dépôt (limitée par des discontinuités) en cortèges de dépôt, en fonction des variations et des évolutions de faciès et d'environnements, et quand cela est possible, de la stratonomie.

2.1. Séquences de l'ensemble carbonaté inférieur et des brèches (Lias moyen)

Il s'agit des formations de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult, et d'Aganane. Les carbonates d'Aït Bou Oulli, très tectonisés, n'ont pu être analysés en détail. Cet ensemble carbonaté inférieur, atteignant 200 m d'épaisseur, débute par des

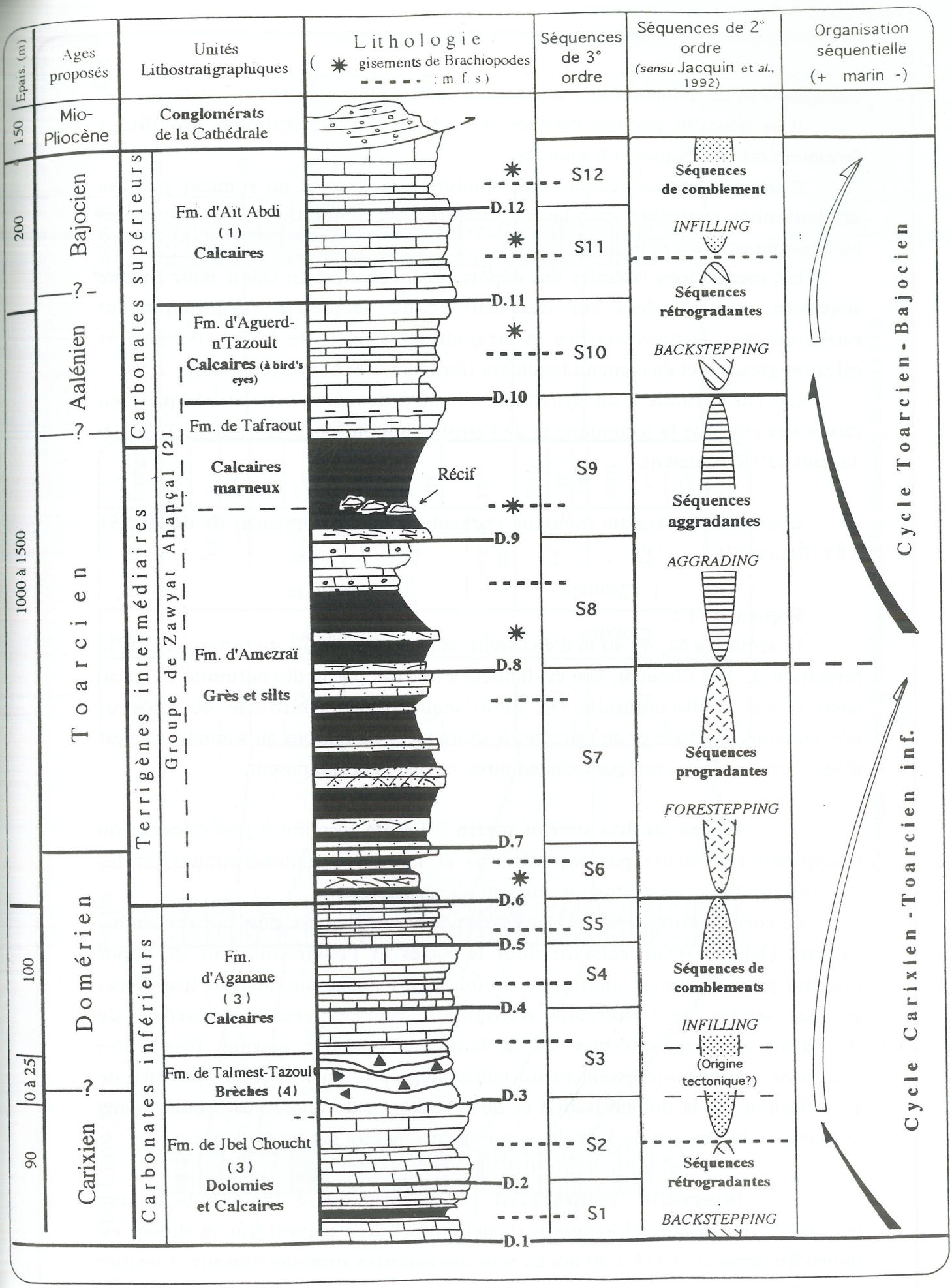


figure 31 : Stratigraphie séquentielle de la série synthétique du Jurassique inf. et moy. de Talmest-Tazoult.

(d'après Bouchouata *et al.*, 1994)

calcaires à faciès dolomicritique à la base et oomicritique au sommet.

Il se poursuit par des brèches et s'achève avec des calcaires stratifiés à foraminifères benthiques et lithiotidés.

Chaque séquence reconnue est limitée à la base et au sommet par des discontinuités repérables par leurs caractères physiques (fentes ferruginisées) ou biologiques (bioturbations).

Les corrélations latérales des dépôts, réalisées d'Est en Ouest pour chaque séquence, sont fondées sur des critères de géométrie (aggradation et rétrogradation, stratocroissance et stratodécroissance), de faciès (dolomie et calcaires gréseux) et de contenu fossilifère (foraminifères et brachiopodes).

Les corrélations d'un synclinal à l'autre demeurent hypothétiques, en raison des effets de la tectonique et de l'érosion qui ont porté le Trias de Talmest-Tazoult à l'Affleurement.

L'ensemble carbonaté inférieur s'organise en cinq séquences de dépôt : S1 à S5 (**figure 32**)

Séquence S1 :

La séquence S1, de 40 m d'épaisseur, englobe les dépôts du terme Jc. 1 de la formation de Jbel Choucht. Elle est limitée, à la base, par la discontinuité D1 et au sommet par la discontinuité D2. Cette séquence est constituée de calcaires dolomitiques à la base et de calcaires à alternances de marnes au sommet. Elle est d'âge Carixien. Trois cortèges sédimentaires successifs la composent.

Prisme de bas niveau marin : Il a été reconnu à Jbel Choucht où il apparaît représenté par les calcaires et marnes conglomératiques, et les calcaires bioclastiques stratocroissants qui les surmontent.

Ce cortège est représenté par les conglomérats de base puis par l'ensemble calcaire (10 m) stratocroissant dont le faciès et l'environnement de dépôt plaident pour un milieu marin peu profond. Le passage aux marnes fossilifères qui les sépare de l'intervalle transgressif représenteraiet la surface de transgression (augmentation de la bathymétrie). Ces marnes fossilifères marquent un approfondissement du milieu de dépôt. En raison de l'absence de stratification, de la dolomitisation et de la présence de nombreuses failles dans les secteurs de Barda et de Tazoult, ce cortège n'a pu être mis en évidence.

Intervalle transgressif : il correspond, à Jbel Choucht, aux marnes et aux calcaires fossilifères (lamellibranches et algues) qui se situent au milieu du terme Jc. 1 (15 à 20 m). Ce sont des calcaires stratodécroissants à texture

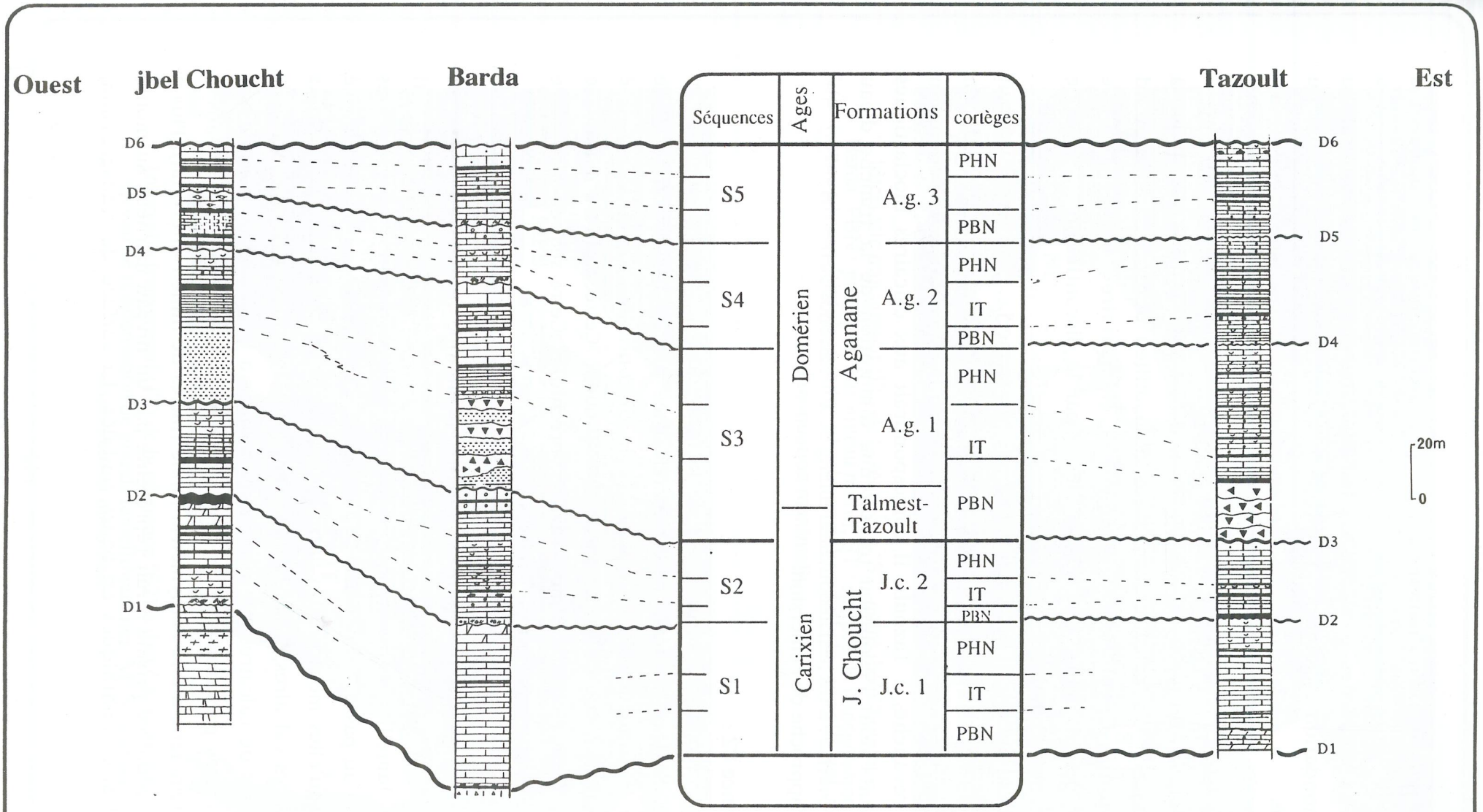


figure **32**: Ensemble carbonaté inférieur : schéma de corrélations entre les séquences de dépôt S1 à S5.

mudstone témoignant d'un milieu de dépôt plus profond que celui des couches qui les supportent. Ce cortège est limité, au sommet, par un horizon à gastéropodes, ostracodes et débris de lamellibranches, qui représenterait la surface d'inondation maximale. Latéralement, vers l'Est, ce cortège n'a pas pu être identifié.

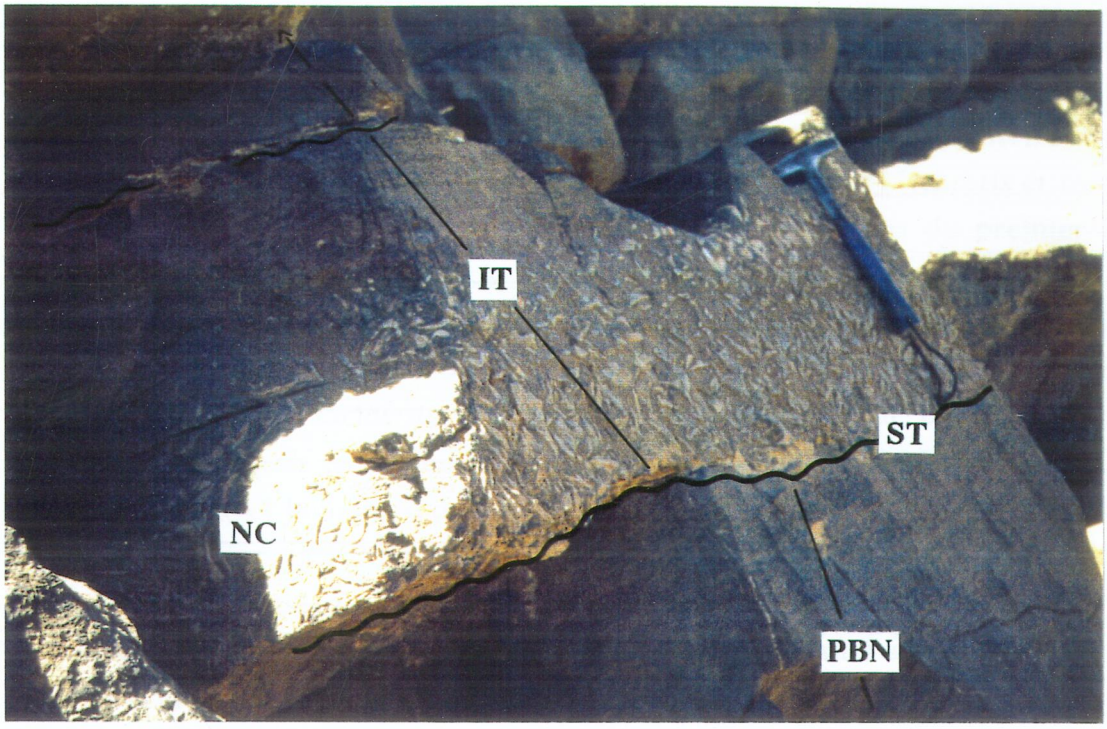
Prisme de haut niveau marin : à l'Ouest, Jbel Choucht, il englobe le sommet du terme Jc. 1 et est formé de calcaires dolomitiques (10m) à grains de quartz. Ces calcaires sont issus d'un milieu de dépôt peu profond (dolomitisation). L'évolution des séquences élémentaires témoigne d'une tendance de comblement. Ce cortège s'achève par la discontinuité D2 (surface d'encroûtement ferruginisée).

Vers l'Est, à Barda et à Tazoult, Le sommet du terme J.c. 1 qui représenterait les dépôts de ce cortège, montre des dépôts de milieu peu profond. A Barda, on retrouve les mêmes faciès qu'à Jbel Choucht (calcaires dolomitisés et pauvres en faune). En revanche, à Tazoult, il correspondrait aux calcaires bioclastiques stratocroissants dont l'évolution traduit une diminution de la tranche d'eau attestée par les algues et l'abondance de la phase détritique (quartz) qui soulignent l'approche de l'émersion.

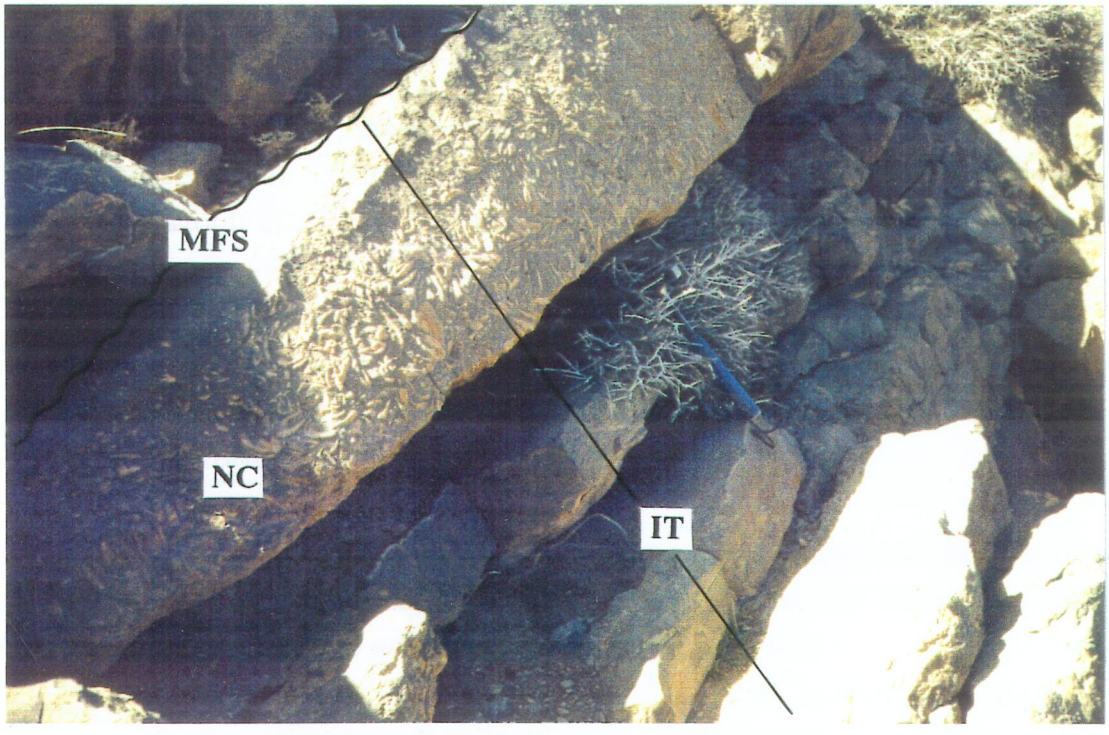
Séquence S2 :

Elle correspond au terme Jc. 2 de la formation de Jbel Choucht (35 m d'épaisseur). Sa limite inférieure est matérialisée par la discontinuité D2. Le sommet de la séquence S2 correspond à la discontinuité D3, discontinuité régionale qui couronne la formation de Jbel Choucht. Cette dernière marque le passage à la formation de Talmest-Tazoult, bréchique. Cette séquence se place dans le Carixien et comporte trois cortèges :

Prisme de bas niveau marin : il englobe les marnes rouges et les calcaires de la base du terme Jc. 2 à Jbel Choucht. Ce sont des calcaires (10 m) à algues et lamellibranches montrant des niveaux stromatholitiques et des bioturbations au passage aux marnes (à oolithes). Ces marnes surmonteraient ce cortège puisqu'elles montrent un approfondissement du milieu. Les équivalents latéraux, de ces calcaires, à Barda, montrent une progradation vers l'Ouest. Ils sont constitués de calcaires microconglomératiques à la base et se poursuivent par des calcaires packstones (8 m) stratocroissants, la présence de niveaux à bird's eyes témoigne d'une bathymétrie faible (faciès de milieu intertidal). Plus à l'Ouest, à Tazoult, ce prisme serait représenté par un niveau marneux surmonté par des calcaires oolithiques en bancs ondulés. La surface de transgression,



Intervalle transgressif (IT) de la séquence "S2" entre jbel Choucht et Barda. PBN : prisme de bas niveau marin; ST : surface de transgression; NC : niveau de condensation de grands lamellibranches; MFS : surface d'inondation maximale.



Intervalle transgressif (IT) de la séquence "S2" à jbel Choucht. NC : niveau de condensation de grands lamellibranches; MFS : surface d'inondation maximale.

soulignant la limite supérieure de ce cortège est difficile à mettre en évidence.

Intervalle transgressif : Ce cortège est bien développé sur le flanc nord occidental du relief de Jbel Choucht. Il correspond (**planche XI**) aux calcaires (10 m) à condensation de grands lamellibranches (*Lithiotis* et *Opisoma*). En se dirigeant vers l'Est, à Barda, il se développe au-dessus du premier niveau marneux, avec des calcaires lithographiques en bancs ondulés et à concentration de grands lamellibranches. Ce cortège s'amincit vers l'Est, en direction de Tazoult. Il correspond alors aux calcaires (5 m) pétris de lamellibranches. Le faciès de ces calcaires et l'abondance de fossiles témoignent en faveur de dépôts en milieu profond avec un taux de sédimentation faible. ceci est en accord avec la montée du niveau marin caractérisant ce cortège.

Prisme de haut niveau marin : ce cortège est représenté à l'Est comme à l'Ouest par des calcaires stratocroissants, dont l'évolution traduit une diminution de la tranche d'eau, marquée par l'abondance croissante de niveaux gréseux et stromatholitiques, annonçant graduellement l'émersion.

A Tazoult, il correspondrait aux calcaires (20 à 25 m) à foraminifères de faciès gréseux au sommet. La discontinuité D3 représenterait sa limite supérieure. A Barda, ce cortège est plus épais. Il est représenté par 35 m de calcaires qui évoluent depuis des wackestones à packstones jusqu'aux grainstones. A Jbel Choucht, ce cortège de haut niveau marin est représenté par des calcaires à faciès gréseux (11 à 12 m)

Séquence S3 : (planche XII)

La séquence S3, de 60 à 70 m d'épaisseur, correspond à la formation de Talmest-Tazoult et aux dépôts du terme A.g. 1 de la formation d'Aganane. Sa limite inférieure est soulignée par la discontinuité D3 (surface ravinante). Sa limite supérieure correspond à la discontinuité D4 bien représentée, surtout à Barda, au-dessous des dépôts conglomératiques de la base de la séquence suivante (S4). Cette séquence est d'âge Carixien terminal-Domérien inférieur. Elle est illustrée par les trois cortèges sédimentaires qui suivent :

Prisme de bas niveau marin : ce cortège est représenté par des conglomérats et des brèches à Tazoult, des mégabrèches intercalées de marnes gréseuses à Barda et des marnes gréseuses à Jbel Choucht.

A Barda, les brèches sont bien stratifiées et passent latéralement à des marnes. Ce flux détritique localisé dénote un dispositif en comblement de larges chenaux, ménagés au sommet de la formation de Jbel Choucht, en milieu marin très bas.

Intervalle transgressif : à Tazoult, sa limite inférieure correspond à une masse marneuse indurée, à Barda à un horizon (40 cm) lumachellique et à Jbel Choucht au passage de faciès détritiques à des faciès carbonatés, fossilifères.

La lithologie et le contenu fossilifère, en particulier les foraminifères, des calcaires composant ce cortège, plaident en faveur d'une augmentation de la tranche d'eau. Son sommet est difficile à mettre en évidence. Il correspondrait au passage aux calcaires sus-jacents à faciès proximal et environnement de dépôt peu profond.

Ce cortège transgressif correspond, à Tazoult, au calcaires à faciès micritiques (9 m), à Barda aux calcaires wackestones (10 m) stratodécroissants et à Jbel Choucht, où il est très réduit (5 m), il est formé de calcaires à faciès micritique, à foraminifères.

Prisme de haut niveau marin : à Jbel Choucht, ce cortège englobe des calcaires (8 m) massifs puis stratifiés, stromatholitiques et les calcaires à algues. Sa limite supérieure correspond à la discontinuité D4 (fentes de dessiccation). A Barda, il serait représenté par les calcaires, microsparitiques (12 m) puis oolithiques (8 m) et massifs (8 m), dont l'évolution des microfaciès ainsi que celle des milieux de dépôt plaident en faveur d'une diminution de la tranche d'eau par rapport aux dépôts de l'intervalle transgressif sus-jacent. A Tazoult, il correspond à l'ensemble calcaire à dominance d'oolithes et de bioturbations.

Dans les trois cas, on note la présence de faciès d'énergie croissante, témoignant d'une diminution de la tranche d'eau (influence des terrigènes vers le sommet du terme A.g. 1.

Séquence S4 :

La séquence S4 (20 à 35 m) est confondue lithologiquement avec le terme A.g. 2 de la formation d'Aganane. Elle est limitée à la base par la discontinuité D4. Son sommet correspond à la discontinuité D5. Cette séquence est d'âge Domérien moyen, âge attesté par l'association des foraminifères de la Biozone "E". Trois cortèges sédimentaires y ont été reconnus :

Prisme de bas niveau marin : à Jbel Choucht, au-dessus de la discontinuité D4 (fentes de dessiccation), ce cortège montre des dépôts calcaires (6 m) grainstones et des marnes rouges. A Barda, où son épaisseur augmente, il serait représenté, au-dessus de la même discontinuité (surface érosive), par des

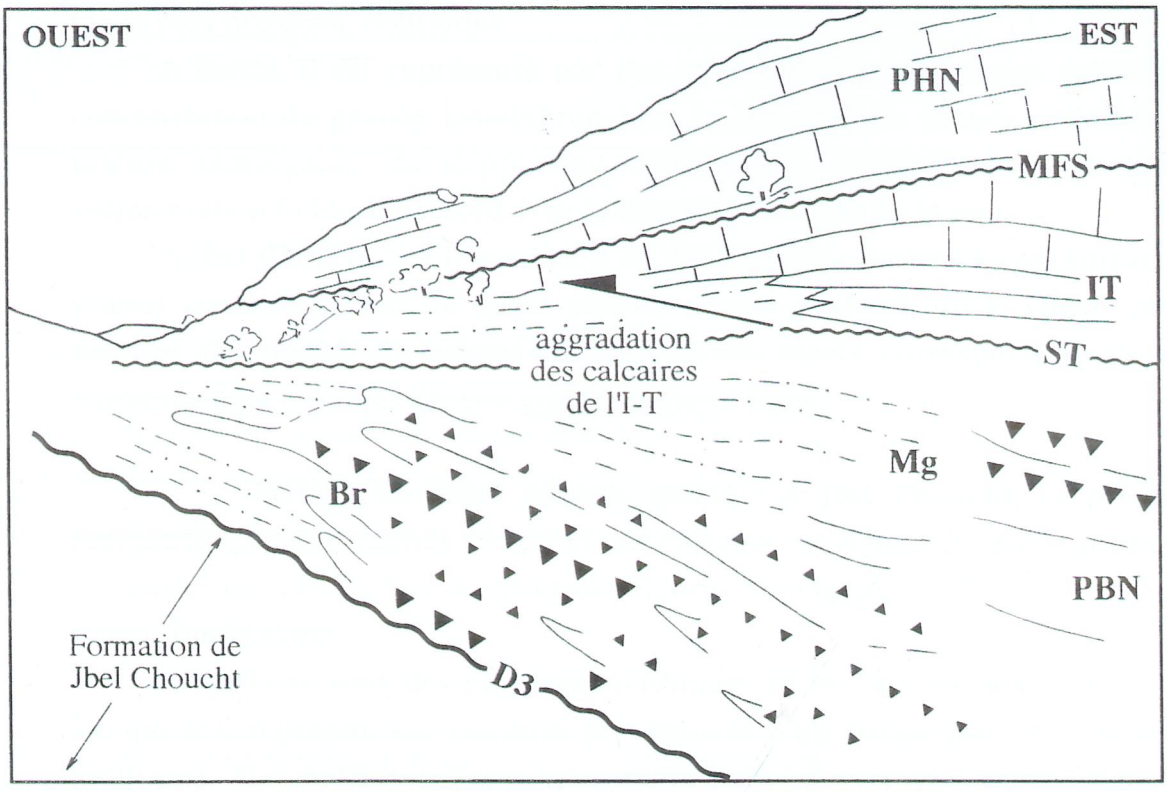


PLANCHE XII - Séquence "S3", flanc nord de la ride de Talmest-Tazoult (Barda).

D3 : discontinuité érosive ; **Br** : brèches ; **Mg** : marnes gréseuses ; **PBN** : prisme de bas niveau marin ; **ST** : surface de transgression ; **IT** : intervalle transgressif ; **MFS** : surface d'inondation maximale ; **PHN** : prisme de haut niveau marin.

conglomérats et des calcaires de texture grainstone (8 m), stratocroissants attestant, par la présence de niveaux stromatholitiques à leur sommet, un milieu de dépôt de bas niveau marin.

Leurs équivalents latéraux vers l'Est, à Tazoult, se situent au-dessus de la surface d'encroûtement oxydée (D4) témoignant de la chute importante du niveau marin. Ce cortège y correspond aux calcaires packstones oolithiques à oncolithes au sommet (10 à 12 m). Le passage aux calcaires sus-jacents à faciès plus distal et moins agité, représenterait la surface de transgression limitant le cortège transgressif qui suivra.

Intervalle transgressif : ce cortège est caractérisé par une forte variation d'épaisseur et sa limite supérieure (surface d'inondation maximale) représentant la montée rapide des eaux est difficile à mettre en évidence. Il correspond, à Tazoult, aux calcaires wackestones à mudstones (22 m), stratodécroissants. La texture et l'abondance de foraminifères dans ces niveaux traduisent l'augmentation de la bathymétrie par rapport au cortège de bas niveau précèdent. Le sommet de ce cortège se situerait au passage au calcaire à faciès plus proximal, oolithique.

A Barda, il est représenté par des calcaires (4 m) en bancs ondulés et à concentration de grands lamellibranches. La stratonomie (bancs ondulés), et la texture témoignent de dépôt issu d'un milieu profond avec un taux de sédimentation faible, en accord avec la montée du niveau de la mer.

A Jbel Choucht, où il mesure 8 m, ce sont des calcaires à concentration de grands lamellibranches de faciès plus ou moins profond qui le constituent. Le passage aux dépôts du prisme de haut niveau marin correspond au dépôt de marnes rouges indurées d'environnement marin franc.

Prisme de haut niveau marin : A Jbel Choucht, ce prisme est représenté par des marnes rouges et des calcaires ne dépassant pas 6 mètres. Ces calcaires montrent à leur sommet des figures témoignant de la chute du niveau marin (bird's eyes).

A Barda se sont des calcaires oolithiques (8 m), qui clôturent la séquence S4, qui le composent. Ces calcaires proviennent d'un milieu peu profond et agité (oolithes). Plus à l'Est, à Tazoult, ce prisme de haut niveau marin englobe les calcaires oolithiques (8 m). La présence d'oolithes et d'algues témoigne d'une bathymétrie faible, évoluant jusqu'à l'émersion (D5).

Séquence S5 :

D'une épaisseur de 35 à 45 m, la séquence S5 clôture les dépôts de la plate-

forme carbonatée du Lias inférieur et moyen dans notre secteur. Elle est limitée à la base par la discontinuité D5, et au sommet par la discontinuité D6. Cette dernière est bien visible par le changement total de faciès et correspond à une discordance des dépôts détritiques au-dessus de la plate-forme carbonatée du Lias moyen. Confondue avec le terme A.g. 3 de la formation d'Aganane, la séquence, d'âge Domérien moyen, présente les trois cortèges sédimentaires qui suivent :

Prisme de bas niveau marin : ce cortège montre une augmentation d'épaisseur en direction de l'Ouest. A Tazoult, il correspond à une masse imposante de calcaires (10 m) gréseux, stratocroissants. Ces calcaires sont limités au sommet par des marnes bioclastiques (4 cm) qui représenteraient la surface de montée des eaux et donc le passage aux dépôts de l'intervalle transgressif.

A Barda, ce cortège est représenté par des calcaires stratocroissants comprenant un important flux détritique, des faunes remaniées et des stromatholites. A Jbel Choucht, seules la texture (grainstones) et le passage à des marnes fossilifères, nous laissent supposer qu'il s'agit de dépôt de prisme de bas niveau marin. Ce cortège ferait 2 mètres d'épaisseur et sa limite supérieure est difficile à mettre en évidence.

Intervalle transgressif : à Jbel Choucht, d'épaisseur de 5 à 6 mètres, ce prisme est représenté par des mudstones à lamellibranches et brachiopodes. Sa limite inférieure correspond à un niveau de marnes montrant l'approfondissement du milieu. Sa limite supérieure se situerait dans les marnes rouges indurées. Vers l'Est, à Barda, il est difficile de définir ce cortège avec certitude, en revanche plus à l'Est, à Tazoult, il est représenté par des calcaires oolithiques (10 m) à la base, suivis de calcaires (15 m) stratodécroissants et riches en foraminifères. La tendance générale du milieu de dépôt se fait vers l'augmentation de la tranche d'eau.

Prisme de haut niveau marin : la limite inférieure de ce cortège n'a pu être mise en évidence, sa limite supérieure correspond à la discontinuité D6, représentant une chute importante, à l'échelle régionale du niveau marin. Ce cortège, ne dépassant pas 10 mètres, correspond, à Jbel Choucht et Barda, aux calcaires gréseux, stratocroissants, montrant une évolution régressive. La faune décrite dans les calcaires (bivalves) et l'abondance des terrigènes (quartz) témoignent de la diminution de la tranche d'eau par rapport au cortège précédent. Dans sa partie orientale, c'est une épaisse série (20 à 25 m) de calcaires à foraminifères stratocroissants qui le représente. Cet ensemble

montre des dépôts de milieu peu profond et proche de l'émersion (packstones à grainstones à bird's eyes au sommet).

En résumé, l'ensemble carbonaté inférieur présente les caractères séquentiels majeurs suivants :

chaque séquence se compose d'un prisme de bas niveau marin réduit, suivi d'un intervalle transgressif le plus souvent représenté par des niveaux de condensation de grands lamellibranches (Lithiotis et Opisoma) et un prisme de haut niveau marin formé de calcaires stratocroissants.

Ce découpage séquentiel permet de noter, à l'échelle du deuxième ordre, sensu Jacquin et al. (1992), deux évolutions distinctes :

- La première au cours du Carixien (S1, S2). Cette évolution se marque en effet par le développement graduel des prismes de haut niveau marin. L'agencement des faciès carbonatés se traduit, à l'échelle du bassin, par le développement de la plate-forme carbonatée. Le taux modéré d'espace disponible est pleinement exploité par les organismes constructeurs, par exemple dans la coupe de Barda.

- La deuxième au cours du Domérien (S3, S4, S5). La plate-forme est alors caractérisée par l'apparition de faciès de haute énergie. Les calcaires se présentent sous une forme litée alternant avec des marnes.

2.2. Les séquences de l'ensemble terrigène intermédiaire (Domérien terminal-Toarcien).

Quatre séquences (**figure 33**) composent cet ensemble détritique qui représente les deux premières formations du groupe de Zawyat Ahançal (formations d'Amezraï et de Tafraout). Ce complexe est limité à la base par la discontinuité D6 et au sommet par la discontinuité D10 qui représente la base des dépôts calcaires à "bird's eyes" annonçant la plate-forme carbonatée supérieure.

Le découpage des séries terrigènes en séquences de dépôts de troisième ordre est fonction des discontinuités majeures relevées (D6, D7, D8, D9 et D10). Le découpage de ces séquences en cortèges de dépôts est parfois hypothétique. Il est en effet difficile de se baser sur les variations de faciès (peu évidentes dans des séries détritiques) comme pour les séquences essentiellements carbonatées (S1 à S5). Lorsque cela est possible, la reconnaissance des prismes de bas niveau marin se fait outre en fonction de la géométrie, grace aux slumps et aux dépôts chenalisés. Pour les cortèges transgressifs c'est par des condensation de faunes et/ou leur proliferation témoignant d'une augmentation de la tranche d'eau.

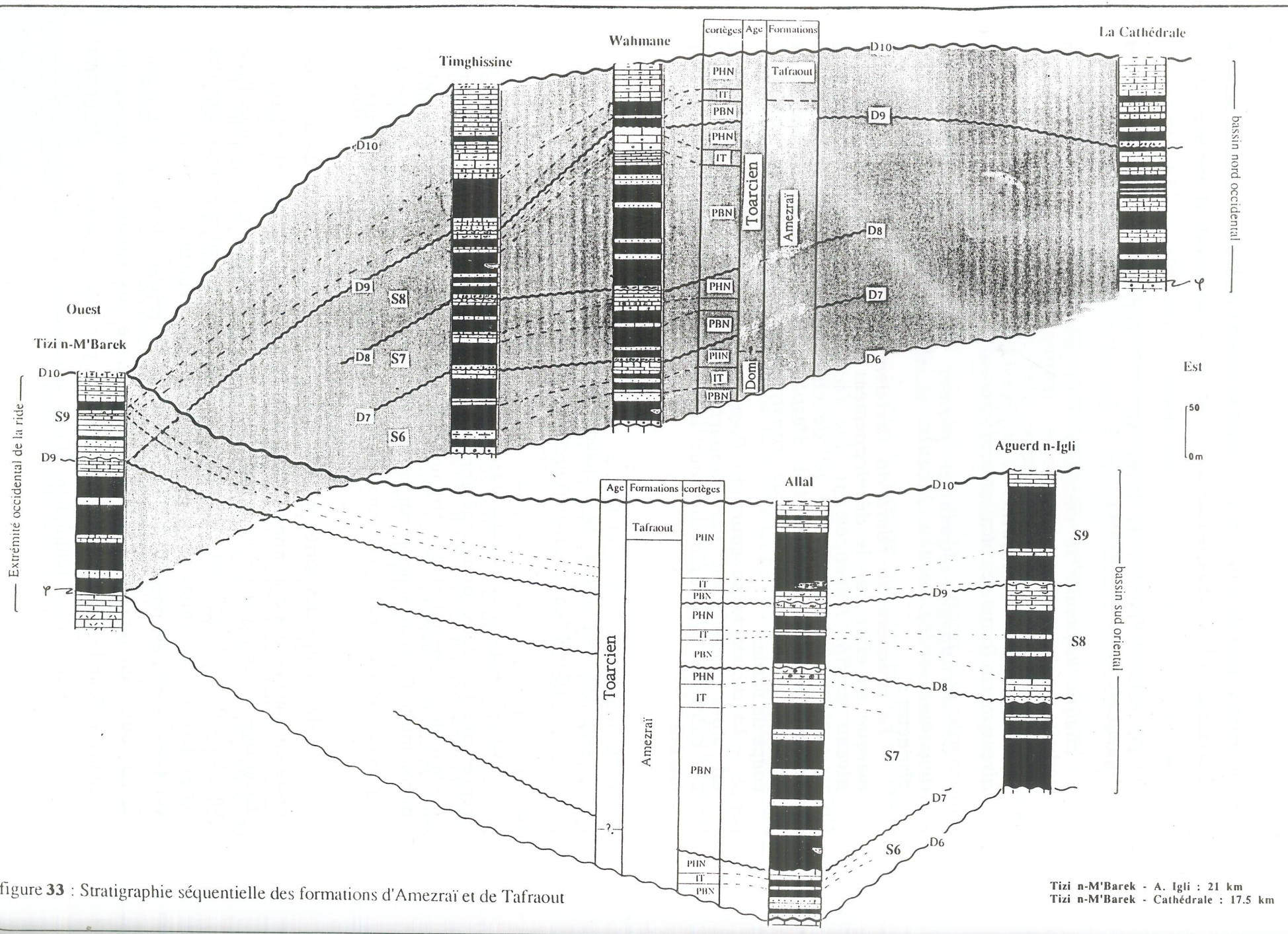


figure **33** : Stratigraphie séquentielle des formations d'Amezraï et de Tafraout

Tizi n-M'Barek - A. Igli : 21 km
Tizi n-M'Barek - Cathédrale : 17.5 km

Pour les cortèges de haut niveau marin, très mal exprimés, la reconaissance est basée sur la stratonomie et parfois par leur limite inférieure (surface d'inondation maximale).

La base des dépôts terrigènes d'Amezraï montre des séries reposant en discordance progressive sur les carbonates inférieurs. Cette discordance se marque par la progradation des terrigènes, et s'ajoute à la géométrie et la migration des dépôts-centres des bassins voisins (vers le Nord Ouest dans le bassin d'Amezraï et vers le Sud Est dans le bassin de la Cathédrale) nouvellement individualisés. Ce dispositif peut, comme nous le verrons plus loin, être expliqué par la poursuite de la surrection de la ride de Talmest-Tazoult au cours du Toarcien.

Séquence S6

Cette séquence de 50 m d'épaisseur (épaisseur relativement constante), est confondue avec le terme A.m. 1 de la formation d'Amezraï. Sa limite inférieure correspond à la discontinuité D6. Cette séquence de dépôt a été définie à Ait Allal, Timghissine et à Wahmane. Elle est d'âge Domérien et présente trois cortèges de dépôt :

Prisme de bas niveau marin : dans l'ensemble des séries, les sédiments de ce prisme se caractérisent par des grès à débris ligniteux, fins, suivis de marnes vertes et de calcaires gréseux à stratifications obliques entrecroisées. A Ait Allal, dans le bassin sud oriental d'Amezraï, il est représenté par des grès et des marnes. Les dépôts de ce dernier disparaissent en biseau vers l'Est, au-dessus de la plate-forme liasique carbonatée, précédemment étudiée.

Latéralement, dans le bassin nord occidental, à Wahmane et à Timghissine, ce cortège est représenté par des calcaires oolithiques et des marnes associés à des niveaux de remaniement attestant un hydro-dynamisme fort. Les niveaux marneux admettent des dépôts gréseux lenticulaires matérialisant le remplissage de chenaux.

La dominance de faciès bioclastiques grossiers, la présence de dépôts chenalisés et slumpés, suggérent un niveau marin très bas.

Intervalle transgressif : A Ait Allal, ce cortège est très mal défini. Il correspond aux calcaires gréseux très riches en débris de lamellibranches et de brachiopodes. La richesse en organismes de ces assises plaide en faveur de l'approfondissement du milieu de dépôt par raport aux dépôts du cortège précédent.

Dans le bassin nord occidental, sa base est bien représentée par des

niveaux de condensation de lamellibranches et brachiopodes, à Wahmane, et de brachiopodes à Timghissine. Les marnes qui viennet au-dessus de cette surface de condensation représenteraient l'approfondissement du milieu de dépôt caractéristique de ce cortège. La surface d'inondation maximale est mal matérialisée.

Prisme de haut niveau marin : A Allal, Il engloberait les calcaires stratocroissants du sommet du terme A.m 1. A l'Ouest, il serait composé de marnes et de calcaires gréseux. L'organisation séquentielle de ce prisme, dans ce bassin nord occidental, traduit un remplissage rapide. La dimunition de la tranche d'eau est attestée par les surfaces durcies qui clôturent cette séquence.

Séquence S7

Cette séquence, pouvant atteindre 200 m d'épaisseur, correspond avec le terme A.m. 2 de la formation d'Amezraï. Elle est limitée à la base par la discontinuité D7 et au sommet par la discontinuité D8. A Ait Allal cette dernière est représentée par une surface d'encroûtement et de perforationssous les conglomèrats de base de la séquence suivante.

Cette séquence est d'âge Toarcien. Elle se compose de trois cortèges :

Prisme de bas niveau marin : défini dans le bassin d'Amezraï, ce prisme correspond à une épaisse série de marnes et de grès (175 m). Cette série est caractérisée par la présence de plusieurs niveaux slumpés et par des remplissages chenalisés aux abords de la ride centrale de Talmest-Tazoult.

Dans le bassin nord occidental, à Timghissine, ce cortège débute avec un niveau gréseux et se poursuit avec des marnes et des calcaires gréseux à stratifications entrecroisées. Vers l'Est, à Wahmane, ce cortège, représenté par des conglomèrats, des marnes et des grès, est plus développé et montre la dominance des marnes. L'évolution de l'ensemble traduit une tranche d'eau très faible.

Intervalle transgressif : cet intervalle engloberait des grès à condensation de faunes (20 cm d'accumulation de polypiers coloniaux en boules). Dans le bassin nord occidental, cette dernière zone de condensation a été retrouvée à Wahmane.

Ce cortège est représenté par des calcaires oolithiques à brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches à Timghissine. A Wahmane, on reconnaît des calcaires oolithiques et des calcaires à matrice oncolithique. La limite inférieure de ce cortège corresondrait au niveau de condensation de polypiers. Son

évolution impliquant une augmentation du taux de bioclastes, et le passage du faciès proximal (oosparites) à ceux de faciès distal (micrites) indique une montée relative de la tranche d'eau à cette époque.

Prisme de haut niveau marin : dans le bassin d'Amezraï, ce cortège correspondrait aux calcaires à oncolithes. A Wahmane il serait représenté par les grès à bancs ondulés. A Timghissine on retrouve des marnes et des calcaires dolomitiques du sommet du terme A.m 2. Le développement présence de la dolomitisation, au sommet, est probablement en relation avec la baisse du niveau marin.

Séquence S8 (70 m)

Elle est confondue avec l'ensemble lithologique A.m. 3 de la formation d'Amezraï. Elle se compose de dépôts essentiellement marneux et gréseux surmontés par des calcaires. Sa limite supérieure est évidente à Timghissine et à Ait Allal. Elle est plus discrète à Wahmane (surface durcie). Cette séquence est d'âge toarcien puisque la biophase prélevée contient des brachiopodes de la zone à Serpentinus.

Elle montre, de bas en haut, trois prismes sédimentaires :

Prisme de bas niveau marin : A Ait Allal, ce cortège est représenté par des calcaires suivis de marnes feuilletées de couleur verte. Ces marnes renferment des figures de glissement synsédimentaires (slumps) (**planche XIII**). Sa limite supérieure correspond au passage à des calcaires fossilifères. Plus à l'Est (Igli), ce cortège est plus développé. Il montre une épaisse série stratocroissante de calcaires gréseux qui sont surmontés par des marnes azoïques. Dans le bassin sud occidental, l'épaisseur de ce cortège varie d'Est en Ouest. Elle est maximale à Wahmane où ce dernier est représenté par des conglomérats et des marnes à intercalations gréseuses très peu fossilifères. A Timghissine, au-dessus des conglomèrats, on peut observer des marnes et des grès témoignant d'un milieu marin très bas (abondance de rides de courant).

Intervalle transgressif : Il est très bien caractérisé à Ait Allal où apparaît une forte concentration de faune (brachiopodes, lamellibranches) dans des calcaires stratodécroissants, qui laissent la place vers le haut à des marnes. Ces calcaires montrent une tendance transgressive et matérialiseraient la phase d'ouverture de la séquence S8. Dans le bassin nord ouest, à Timghissine et Wahmane, ce cortège, très mal exprimé, correspondrait à des calcaires en bancs ondulés, oolithiques.

Prisme de haut niveau marin : à Ait Allal, ce cortège correspondrait aux calcaires gréseux qui surmontent des marnes. Ces calcaires montrent des microconglomérats à leur sommet et témoignent donc de la baisse du niveau marin au sommet du cortège. Leurs correspondants latéraux au sein du même bassin sont difficiles à mettre en évidence. A Timghissine ce sont des calcaires gréseux bioclastiques ; à Wahmane ce sont des intramicrites graveleuses. Dans les deux cas les calcaires rattachés à ce cortège, montrent une organisation en comblement témoin d'une diminution de la tranche d'eau par rapport aux dépôts de l'intervalle transgressif précédent.

Séquence S9

Cette séquence (100 m) englobe les dépôts de la partie sommitale de la formation terrigène d'Amezraï et les dépôts de la formation carbonatée de Tafraout, sus-jacente. Sa base est toarcienne, comme l'attestent les brachiopodes de la zone à Serpentinus. Sa limite supérieure correspond à la discontinuité D10. Cette dernière couronne le niveau microconglomératique qui coiffe le dernier banc calcaire de la formation de Tafraout à Timghissine, et par une surface ferruginisée à Allal et à Wahmane

La séquence S9 est formée des cortèges qui suivent :

Prisme de bas niveau marin : Contrairement aux prismes de bas niveau marin, bien développés, des séquences S6, S7 et S8, ce cortège est très réduit dans le bassin sud oriental. A Ait Allal, il est formé de bancs calcaires et calcaréo-gréseux bioclastiques stratocroissants. La limite supérieure de ce prisme est facilement identifiable. Elle correspond à une surface de transgression (passage des calcaires aux marnes à brachiopodes) marquant l'augmentation de la tranche d'eau. Au sein du même bassin, ce prisme se réduit latéralement vers l'Est (Igli), à un banc gréseux. Il serait représenté à l'Ouest (Tizi n-M'Barek) par un ensemble de calcaires gréseux stratocroissants.

Dans le bassin nord occidental, à Timghissine, il est formé par des barres gréseuses matérialisant un flux détritique important. La limite supérieure du prisme correspondrait au passage des terrigènes grossiers, peu fossilifères à des marnes. A Wahmane, il serait limité à l'ensemble de marnes qui clôturent la formation d'Amezraï.

Intervalle transgressif : Il est très bien défini dans le bassin d'Amezraï où il a été assimilé au complexe récifal d'Ait Allal. Ce récif se compose de cinq masses carbonatées à polypiers coloniaux, bryozoaires et brachiopodes.

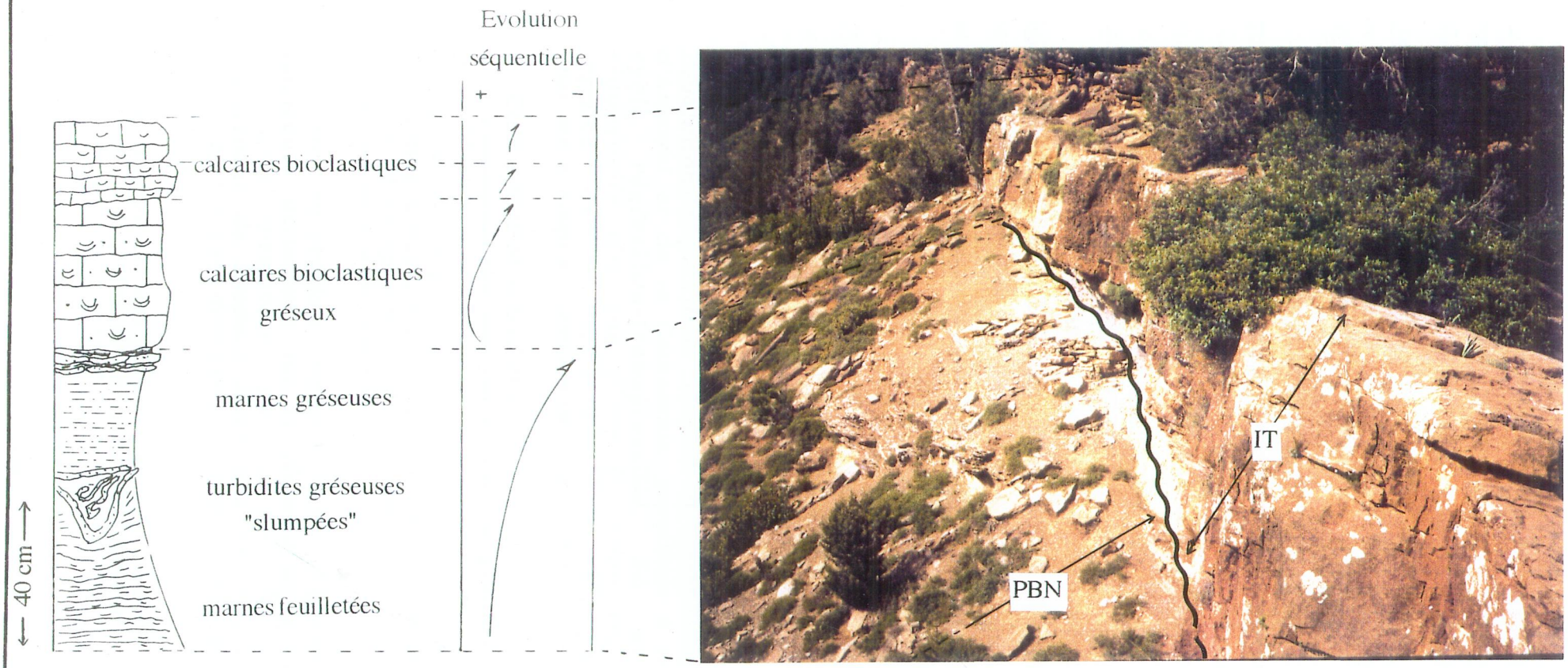


PLANCHE XIII - Prisme de bas niveau marin (PBN) et intervalle transgressif (IT) de la séquence de dépôt "S8" (Ait Allal).

La géométrie dessinée par ces constructions montre une rétrogradation vers le Sud-Est. Les récifs passent latéralement à des grès et à des marnes. Ce cortège est limité au sommet par une surface d'inondation maximale marquée par une condensation de brachiopodes de la zone à Serpentinus. L'installation des récifs et la diversité des brachiopodes signalent l'augmentation de la tranche d'eau durant cette période.

A Igli, ce cortège pourrait correspondre à la barre de calcaires oolithiques qui a livré la même association de brachiopodes que celle du récif.

Dans le bassin sud occidental (Timghissine) ce prisme correspondrait à des marnes. En revanche, à Wahmane, il est représenté par des calcaires à concentration de débris de polypiers.

Prisme de haut niveau marin : Il est représenté à Ait Allal et à Igli par une épaisse série de marnes (à nodules calcaires) progradantes vers le Nord-Est et surmontées par les calcaires marneux de la formation d'Aguerd n'Tazoult. L'ensemble montre une organisation de tendance régressive.

A Wahmane et à Timghissine, le cortège de haut niveau marin est formé de calcaires marneux stratocroissants à brachiopodes et lamellibranches. A Timghissine, l'évolution régressive des dépôts de ce cortège est marquée par la présence de conglomérats à son sommet.

En résumé, au sein de l'ensemble terrigène intérmédiaire, l'évolution séquentielle montre le remplissage des deux bassins d'Amezraï et de la Cathédrale, parallèles à la ride au cours d'un cycle régression-transgression. En effet, l'organisation séquentielle témoigne d'une évolution régressive au Domérien terminal-Toarcien inférieur (S6 et S7) puis transgressive du Toarcien et jusqu'à l'Aalénien pro-parte (S8 et S9).

Cette évolution se traduit par :
- l'accumulation des séries sur de grandes épaisseurs (S6 à S7), probablement en relation avec le fort potentiel d'accommodation d'origine tectonique. La création des deux bassins est en relation étroite avec la surrection de la ride de Talmest-Tazoult ;
- le développement des prismes de haut niveau marin, en particulier dans la séquence S9.

Cette succession marque ainsi l'épandage généralisé des terrigènes deltaïques sur la plate-forme pliensbachienne ennoyée et le développement exceptionnel des prismes de bas niveau marin témoignant de l'espace disponible en relation avec l'accélération de la tectonique distensive régionale induisant un taux accru de subsidence.

La migration des dépôts-centres montre le développement de deux aires synclinales mobiles de part et d'autre de la ride de

Talmest-Tazoult, durant l'intervalle Domérien-Toarcien. A l'Aalénien , ces dépôts-centres se sont déplacés vers le Nord Ouest (bassin sud oriental) et vers le Sud Est (bassin nord occidental).

2.3. Les séquences de l'ensemble carbonaté supérieur (Aalénien-Bajocien)

Ce complexe carbonaté, d'une puissance de 200 m, représente la formation d'Aguerd n'Tazoult et celle d'Ait Abdi (**figure 34**).

Il regroupe les trois séquences de dépôt S10, S11 et S12.

La partie inférieure (séquence S10) a livré des brachiopodes de la zone à Bradfordensis. Donc elle serait d'âge aalénien, âge attesté par la présence, au sommet de la même séquence, de foraminifères (*Timidonella sarda*) et algues (*Sarfatiella dubari*) caractéristiques du passage Aalénien-Bajocien.

S11 et S12 serait bajociennes puisqu'elles ont livré des brachiopodes de la zone à Humphriesianum.

Séquence S10

Cette séquence (50 à 60 m) est confondue avec la formation d'Aguerd n'Tazoult. Elle est limitée à la base par la discontinuité D10 et au sommet par la discontinuité D11. Elle est composée de trois cortèges sédimentaires :

Prisme de bas niveau marin : dans le bassin sud oriental, ce cortège est représenté par des calcaires à bird's eyes stratocroissants à Ait Allal, et par des calcaires micritiques à algues et brachiopodes et les barres oolithiques qui les surmontent à Igli. L'ensemble est stratocroissant.

Dans le bassin nord occidental ce cortège, correspondant aux calcaires gréseux oosparitiques, prograde vers le Nord-Est à Timghissine. Cette géométrie est bien visible en allant vers Tizin-M'Barek où les calcaires diminuent d'épaisseur et passent latéralement à des marnes. A Wahmane, ce cortège correspond à une masse calcaires à lithoclastes. Les faciès, proximaux, la stratonomie croissante plaident pour un niveau marin en baisse en accord avec les dépôts de bas niveau marin.

Intervalle transgressif : il est bien individualisé à Ait Allal . On y observe des calcaires à oncolithes et à brachiopodes et foraminifères, stratodécroissants. Les séquences élémentaires de ce cortège montrent une tendance vers l'ouverture.

La limite supérieure de ce cortège correspondrait à la surface de

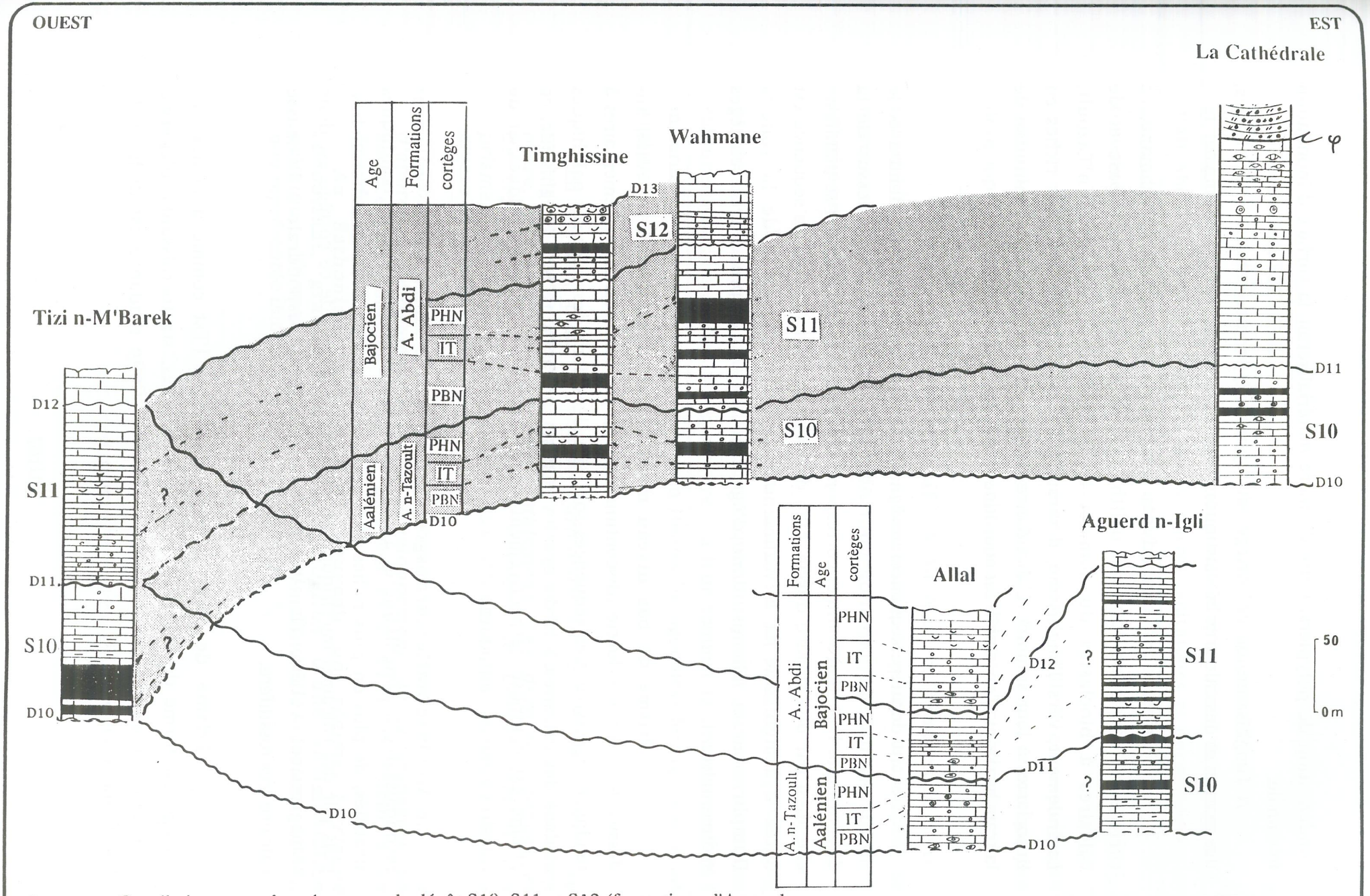


figure **34** : Corrélations entre les séquences de dépôt S10, S11 et S12 (formations d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi)

Tizi n-M'Barek - A. Igli : 21 km
Tizi n-M'Barek - Cathédrale : 17.5 km

condensation de polypiers. Cette dernière matérialiserait la surface d'inondation maximale.

A Timghissine, où ce cortège est représenté par des calcaires micritiques, des marnes et des calcaires bioclastiques, la même concentration est retrouvée.

Prisme de haut niveau marin : à Ait Allal et à Wahmane, ce cortège est formé de calcaires oolithiques, stratocroissants à la base et de calcaires à bioclastes du sommet de la formation d'Aguerd n'Tazoult. Latéralement, vers Timghissine, il serait représenté par des calcaires riches en lithoclastes à leur sommet. L'abondance des lithoclastes traduit la diminution de la tranche d'eau. L'ensemble est couronné par la discontinuité D11.

Séquence S11

L'avant dernière séquence, atteignant 50 m d'épaisseur, se confond avec le terme A.a. 1 de la formation d'Ait Abdi. Elle se développe au-dessus de la discontinuité D11. Son sommet correspond à la discontinuité D12 qui se manifeste elle aussi par une surface durcie, bien développée à Ait Allal. Cette séquence est datée à Timghissine et à Wahmane par les brachiopodes de la zone à Humphriesianum. Elle est donc d'âge bajocien et comprend trois cortèges sédimentaires :

Prisme de bas niveau marin : il est représenté à Ait Allal, au-dessus de la surface durcie (discontinuité D11), par des séquences élémentaires à tendance régressive. Ces séquences sont signalées dans des calcaires oolithiques et dans des calcaires à bird's eyes. A l'Ouest , à Wahmane et à Timghissine, ce prisme est composé respectivement de 25 m de calcaires oolithiques et de calcaires gréseux oolithiques.

Intervalle transgressif : ce prisme sédimentaire, facilement reconnaissable à Timghissine et à Wahmane, est formé de calcaires oolithiques stratifiés, de plus en plus riches en brachiopodes et débris de lamellibranches, puis par des calcaires micritiques. La tendance générale de ce cortège est donc transgressive. A l'Est, Tizin-M'Barek, ce prisme correspondrait à la masse calcaire très fossilifère.

Prisme de haut niveau marin : A l'Est comme à l'Ouest, ce cortège est formé de calcaires, parfois oolithiques, stratocroissants, d'énergie croissante, montrant une tendance régressive. Cette tendance est déduite de l'évolution des faciès (distaux puis proximaux).

Séquence S12 (65 m) :

Les affleurements ne permettent de définir la séquence S12 qu'à Ait Allal et Timghissine. Cette dernière est confondue avec le terme A.a. 2 de la formation d'Ait Abdi. Vu l'homogénéité des faciès, barres oolithiques et oncolithiques, le découpage en cortèges est basé sur la stratonomie des bancs calcaires et leur contenu fossilifère.

Prisme de bas niveau marin : à Ait Allal, Il correspond aux calcaires à bird's eyes de la base du terme A.a. 1. A Timghissine, ce cortège, peu développé, correspondrait aux calcaires oolithiques à débris de brachiopodes.

Intervalle transgressif : A Ait Allal, ce cortège est limité à l'ensemble calcaire stratodécroissant. A Timghissine, le prisme est composé de marnes et de calcaires stratodécroissants. L'horizon à polypiers correspondrait à la limite supérieure du cortège.

Prisme de haut niveau marin : à Ait Allal et Timghissine, ce prisme est formé par des calcaires bioclastiques du sommet du terme A.a 2. Ces calcaires sont stratocroissants et montrent à leur sommet la discontinuité D13 matérialisée par une surface d'émersion (fentes hexagonales) ferruginisée. A ait Allal il est très mal exprimé.

En résumé, dans l'ensemble carbonaté supérieur, le retour du milieu de plate-forme se marque, à l'échelle du cycle de deuxième ordre, par une évolution en comblement. Les dernières séquences de troisième ordre montrent à nouveau le développement des prismes de haut niveau marin aux dépends des cortèges de bas niveau ou transgressifs.

L'organisation séquentielle marque, par son évolution, tout d'abord, à l'Aalénien (S10), le développement de la transgression amorcée au Toarcien puis, au Bajocien (S11, S12), le retour à un épisode régressif.

Au Bathonien s'instaure de nouveau un régime terrigène conduisant, graduellement, à l'installation d'une sédimentation deltaïque (formation de Tillouguit) puis fluviatile (Jossen, 1988), non représentée dans notre secteur d'étude.

3 - RÉFÉRENCE A LA CHARTE DES CYCLES EUSTATIQUES (figures 35)

A l'échelle du troisième ordre, Haq *et al.* reconnaissent, en fonction des variations globales du niveau marin, neuf séquences de dépôt au sein de l'intervalle carixien-bajocien ici considéré. Les quatre premières se situent dans le Pliensbachien, les trois suivantes dans le Toarcien et les deux dernières dans l'intervalle aaléno-bajocien.

La comparaison avec les douzes séquences définies sur le terrain se révèle délicate.

- les séquences S5 et S6, datées de la zone à Margaritatus du Domérien, correspondraient respectivement aux cycles UAB-4.1 et UAB-4.2 du super cycle UAB-4.

- Les séquences sous-jacentes S1 à S4 rattachées au Carixien et au Domérien *pro-parte* peuvent avoir pour équivalent les séquences du cycle UAB-3. Or ce dernier englobe le Sinémurien et le Carixien. Le problème de corrélation pourrait trouver une solution dans le rattachement de notre série de Jbel Choucht (S1 et S2) au Sinémurien (*Cf.* analyse lithologique).

- Les séquences S8 et S9, datées de la zone à Serpentinus du Toarcien, correspondraient, respectivement, aux cycles UAB-4.3 et UAB-4.4 du super cycle UAB-4.

- La séquence S7 n'aurait pas d'équivalent dans la charte. Le développement des trois dernières séquences enregistrerait l'importance de la subsidence dans nos séries. En revanche les séquences UAB-4.5 et UAB-4.6 n'auraient pas d'équivalent dans notre secteur d'étude. ceci peut être dû à une chute brutale du taux de subsidence et au faible taux de sédimentation au cours du Toarcien supérieur-Aalénien *pro-parte*, induisant des condensations au sein de la formation de Tafraout.

- La séquence S10, datée de l'Aalénien par les brachiopodes de la zone à Bradfordensis, correspondrait au cycle LZA-1.1.

- Les séquences S11 et S12, datées du Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum), correspondraient à deux séquences, déjà signalées par Gonnin *et al.* (1992) dans la série aaléno-bajocienne du Poitou (Bj.1 et Bj.2, *Cf. fig. 1*), et non à la seule séquence LZA-2.1 du super cycle LZA-2 de la charte de Haq *et al.*, 1987.

Les problèmes de corrélation soulevés peuvent avoir plusieurs origines :

- absence de calages satisfaisants, notamment par les ammonites, dans nos séries souvent terrigènes et peu fossilifères ;

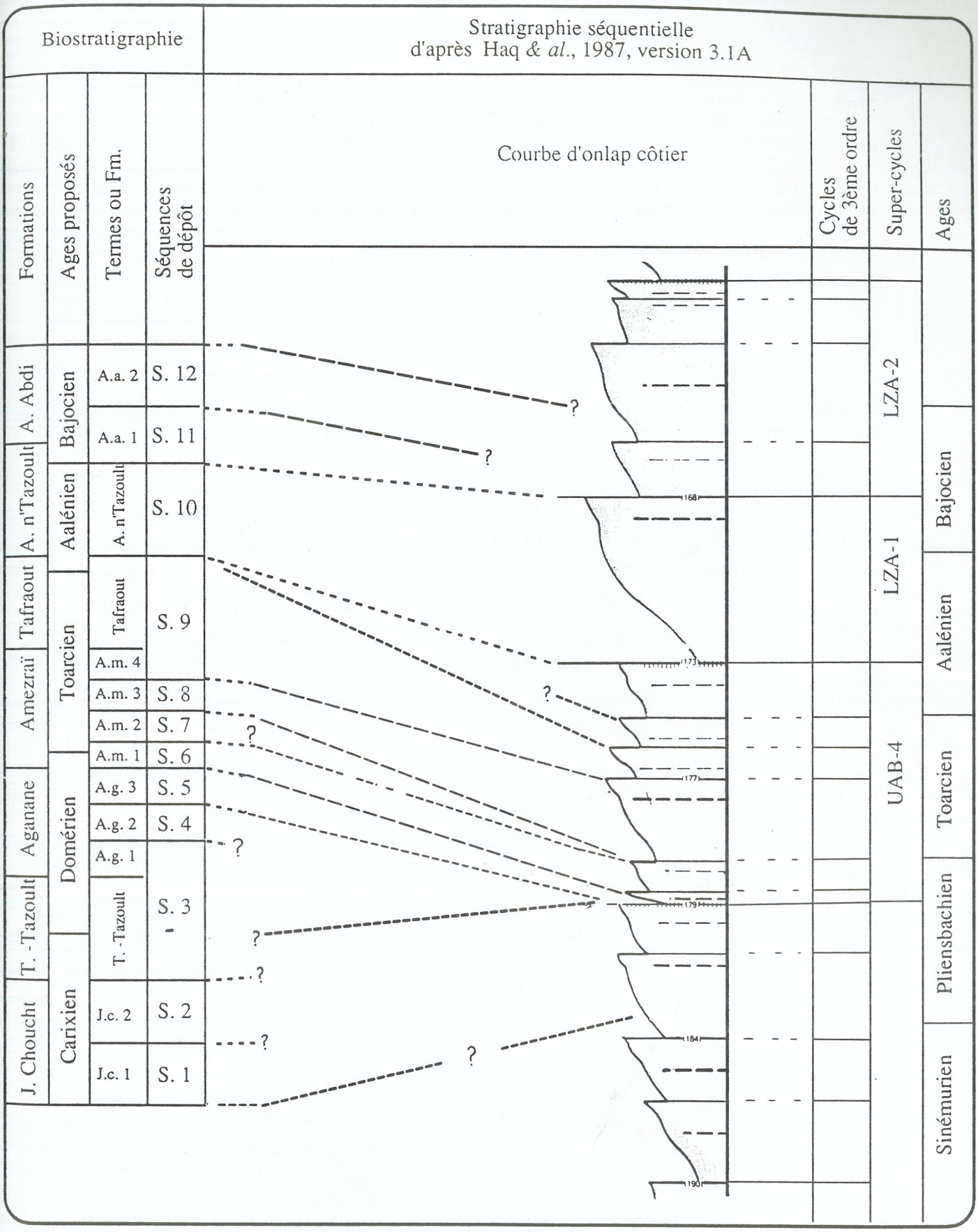


figure **35 :** Essaie de comparaison des séquences de la série jurassique (inf. et moy.) de Talmest-Tazoult avec la charte des cycles eustatiques de Haq *et al.*, 1987, relevant les problèmes de correlation.

- appartenance des dépôts de la formation de Jbel Choucht au Sinémurien supérieur et non au Carixien comme l'indique la carte de Zawyat Ahançal. Nos niveaux à stromatholites correspondraient alors aux horizons à "tipis" de la formation du Jbel Rat ;

- difficultés de corrélation dans des séries tectogènes, notamment à l'approche de la ride de Talmest-Tazoult ;

- enfin caractère provisoire de la charte utilisée comme modèle.

A l'échelle du deuxième ordre on note trois cycle "transgression-regression" sur la charte de Haq *et al.* Ces cycles couvrent les intervalles Sinémurien-Pliensbachien, Toarcien-Aalénien basal et Aalénien-Bathonien.

Sur le terrain, seuls deux cycles ont été reconnus. Le premier, englobant les séquences S1 à S7, est d'âge carixien (sinémurien?)-toarcien inférieur. Le maximum d'inondation marine correspond à la surface d'inondation maximale de la séquence S2. La chute du niveau marin s'amorce à partir du Carixien terminal (D3 à la base des brèches de Talmest-Tazoult), et se poursuit jusqu'au sommet de la séquence S7 (D8). On note une évolution en aggradation pour le Sinémurien et les séquences S1 et S2 (Souhel et al., 1993a) puis en rétrogradation pour les séquences S3, S4 et S5 et une évolution régressive dans les séquences S6 et S7.

Le second comprend les séquences S8 à S12 et couvre l'intervalle toarcien moyen-bajocien inférieur. Le maximum d'inondation marine correspond à la surface d'inondation maximale de la séquence S10. On note une évolution transgressive (aggradation) dans les séquences S8 à S10 puis le retour à un épisode régressif dans les séquences S11 et S12.

La non individualisation des deux cycles figurant sur la charte et couvrant l'intervalle Toarcien-Bathonien peut être imputable à la chute rapide du taux de subsidence dès l'amorce de l'installation de la plate-forme carbonatée de la formation de Tafraout. Ce phénomène aurait ainsi masqué les effets des fluctuations eustatiques du niveau marin.

Chapitre III :

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

1. INTRODUCTION

2. PRINCIPALES COMPOSANTES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

2.1. Tectonique 170
2.1.1. Principales familles de failles
2.1.2. Principaux "Blocs" crustaux induits

2.2. Dynamique sédimentaire 177
2.2.1. Relation entre sédimentation, eustatisme et tectonique
2.2.2. Évolution

2.3. Halocinèse 180
2.3.1. Caractères généraux
2.3.2. Application
a - Rappels historiques : le diapirisme au Maroc central
b - L'exemple de Talmest-Tazoult
- les marqueurs tectoniques.
- les marqueurs sédimentologiques.
a - l'apparition de brèches
b - la disposition en biseau
- les marqueurs eustatiques.
- les marqueurs géochimiques.

2.4.- Intrusions magmatiques 189

3. MODELE PROPOSE

3.1. Trias-Lias inférieur 190
3.2. Lias moyen 192
3.3. Lias supérieur 192
3.4. Aalénien-Jurassique supérieur 195
3.5. Tertiaire 196

1. INTRODUCTION

En raison de l'absence des données géophysiques (sismique reflexion) et de forages concernant notre secteur, la part de l'hypothèse est importante dans les modèles de l'évolution géodynamique proposée dans ce chapitre. Nos interprétations reposent en effet essentiellement sur des observations de surface.

Pour définir le cadre géodynamique régional on se basera essentiellement sur les travaux de Laville (1978, 1981 et 1985) ; Laville *et al.* (1977, 1984, 1991 et 1992) ; Kulke (1978) ; Jacobshagen *et al.* (1988) ; Seufert (1988) ; Warme (1988) et Souhel *et al.* (1993a et b).

On sait que le bassin atlasique s'est individualisé à partir du Trias. Il reçoit alors les sédiments issus de la Meseta au Nord et de l'Anti Atlas au Sud. Ce bassin est le siège d'une subsidence crustale qui a duré jusqu'au Malm. Pour Jenny (1984), et Laville (1985), l'auge jurassique haut atlasique est composée d'une mosaïque de bassins, disposés en relais. Ces bassins évoluent en fonction du jeu d'accidents décrochants sénestres W-E. Ainsi se développent des aires distensives, subsidentes, d'orientation NE-SW, séparées les unes des autres par des zones hautes, compressives, orientées W-E à NW-SE. Le domaine de Talmest-Tazoult, considéré dans la présente étude, correspond à l'une des aires distensives ainsi individualisées.

Les blocs diagrammes sériés (**figure 36**) et les coupes perpendiculaires à l'axe de la ride de Talmest-Tazoult, montrent, à l'Actuel, que cette structure est allongée suivant une direction NE-SW. Son coeur est occupé par le complexe triasique et par les intrusions magmatiques bathoniennes (Jossen, 1988). Les flancs latéraux à pendage très fort (75 à 90°) au niveau de la ride sont formés par les séries carbonatées du Lias inférieur et moyen. Le pendage devient ensuite plus faible à l'approche des axes synclinaux de la Cathédrale et d'Amezraï, occupés essentiellement par les séries détritiques toarciennes.

2. PRINCIPALES COMPOSANTES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

Nous avons vu que la ride de Talmest-Tazoult est un anticlinal étroit, faillé, à coeur triasique, injecté de roches magmatiques, séparant les aires latérales subsidentes d'Amezraï au Sud Est et de la Cathédrale au Nord Ouest. L'évolution géodynamique ayant engendré ces structures au cours du Mésozoïque peut s'expliquer par l'interaction de plusieurs facteurs :

- la **tectonique de socle** induisant un découpage en blocs favorisé par différentes familles de failles ;

- la **réponse sédimentaire** aux sollicitations de la tectonique de socle et des variations eustatiques du niveau de la mer ;

- l'**halocinèse** et ses conséquences sur la géométrie des remplissages sédimentaires, voire sur les minéralisations ;

- les **intrusions magmatiques** durant le jurassique moyen (Bathonien).

2.1. Tectonique

2.1.1. Principales familles de failles

Les principales composantes de la structuration de la ride de Talmest-Tazoult et de ses deux bassins voisins sont étroitement liées au tracé des accidents du tréfond reconnus dans la région étudiée.

Pendant la période de rifting triasique et infra-liasique se serait mis en place un réseau de failles décrochantes sénestres (Est-Ouest), induisant le développement du relais distensif de la ride de Talmest-Tazoult. Il s'agit du relais principal orienté NE-SW.

Les zones d'affleurement du Trias, établies en dehors de la ride principale (Assemssouk et Zawyat Ahançal), sont considérées comme associées au jeu de relais latéraux secondaires, greffés sur le même réseau d'accidents principaux.

La relation entre les affleurements du Trias et le mouvement tectonique des accidents de Zawyat Ahançal est mise en évidence par Gharib (travail en cours).

Des modèles similaires ont été proposés pour la faille située sur l'alignement Jbel Mrhila/Jbel Cherichra, en Tunisie (Boukadi *et al.*, 1992), où la cinématique en transtension guide l'évolution de cet accident majeur avec son découpage en baïonnette.

La **figure 37** montre le modèle de déformation proposé ici pour interpréter le jeu des accidents qui auraient donné naissance aux relais distensifs (ride de Talmest-Tazoult) et les chevauchements de la Cathédrale et de Zawyat Ahançal. La reconstitution est inspirée des modèles de décrochement de Mann (*in* Laville, 1985), et de relais de séparation de Rodgers (1980), pour la période distensive. La période compressive est déduite des déformations de l'ensemble des dépôts jurassiques et de la genèse des conglomérats mio-pliocènes.

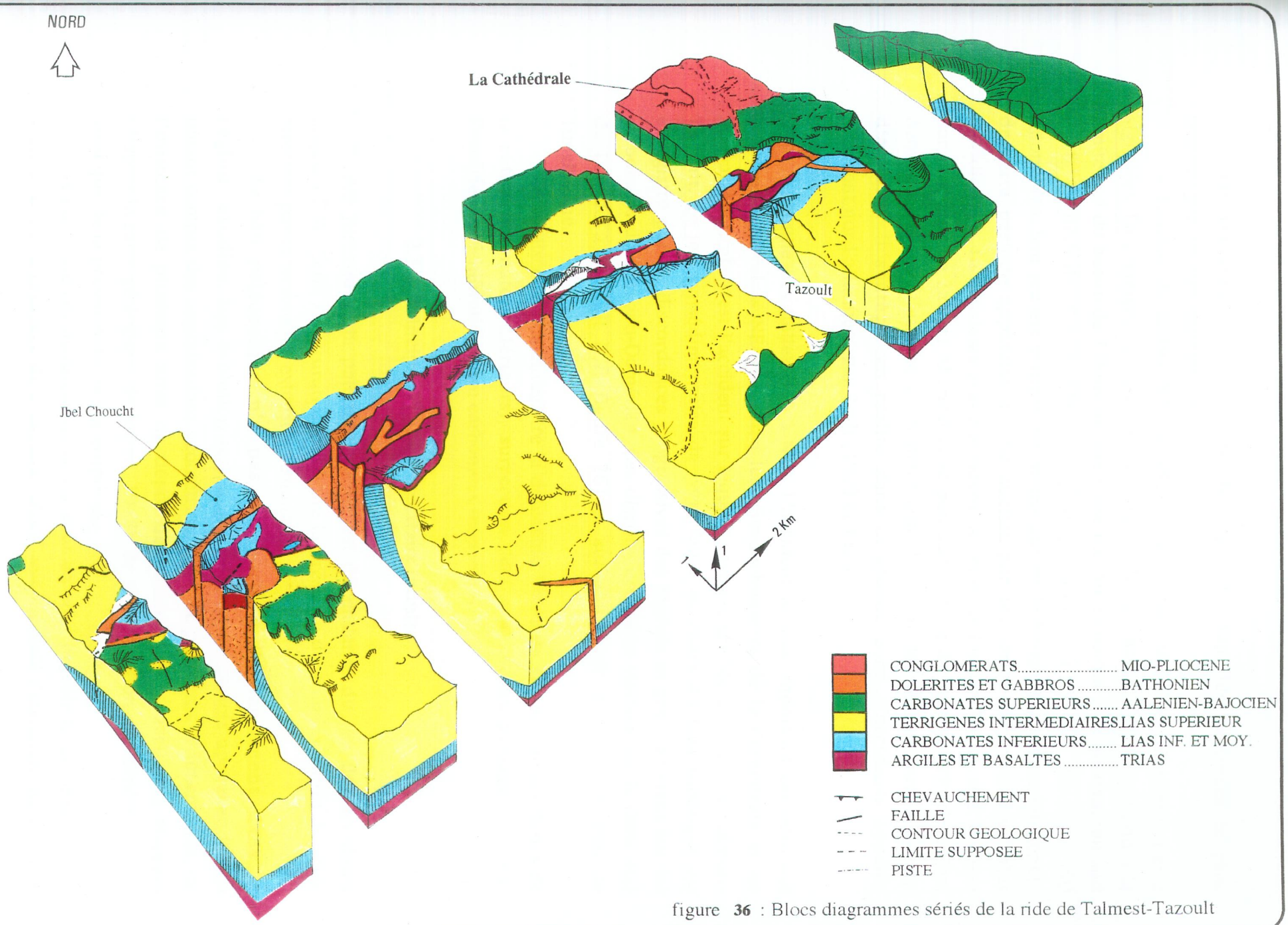


figure **36** : Blocs diagrammes sériés de la ride de Talmest-Tazoult

On remarque l'existence de deux grandes familles jalonnées le plus souvent par les axes anticlinaux.

- Famille de failles N70 à N80. Deux failles majeures méritent d'être signalées. La première, au Nord, est une faille chevauchante. Elle correspond à la limite sud du bassin de Tillouguit. Elle passe par Ait Tamajout et se poursuit au Sud de la Cathédrale. Cet accident est pratiquement continu sur environ 150 Kilomètres. Son jeu est évident, au moins durant le Néogène, puisque les dépôts de cette période apparaissent chevauchés par les séries du Jurassique plus méridionales. Le deuxième grand accident de cette famille se situe au sud. Il passe par le village de Zawyat Ahançal et se poursuit le long de l'axe anticlinal de Jbel Azourki. Il s'agit d'un chevauchement complexe qui délimite au Sud le bassin d'Amezraï. Il s'intègre en réalité dans la grande zone d'accidents appelée "accident nord atlasique" par Roch (1939 et 1950).

- Famille des failles N30 à N40. L'accident le plus important est celui qui représente le relais NE/SW, entre les chevauchements de la Cathédrale et de Zawyat Ahançal : c'est l'accident sur lequel se trouve greffée à la ride de Talmest-Tazoult. Le jeu synsédimentaire de cette faille au cours du Lias supérieur est enregistré par les discordances progressives des marnes et grès toarciens sur les carbonates du Carixien-Domérien. Ces discordances sont visibles sur le flanc sud de la ride à Tazoult (*Cf.* figure 26) et sur son flanc nord, au niveau de Timghissine.

Cette discordance enregistre la deuxième phase de surrection des flancs de la ride (carbonates inférieurs), surrection déjà amorcée au passage Carixien-Domérien (bréchification intra carbonates inférieurs).

2.1.2. Principaux "Blocs" crustaux induits

Au Jurassique, la paléogéographie est dépendante du jeu des accidents majeurs E-W. Cette structuration implique la présence de grandes unités de socle affectées par la tectonique extensive régionale.

Le bâti **paléozoïque n'a pas été porté à l'affleurement dans la région étudiée.** Son évolution tectonique peut être toutefois appréhendée en tenant compte des organisations géométriques des empilements sédimentaires, de l'existence de plusieurs aires de dépôt délimitées par les accidents majeurs (d'après la carte géologique de Jossen, 1988), de la localisation des dépôts-centres, ainsi que de la présence de roches éruptives.

A partir de ces manifestations, on peut en effet prévoir la déformation du socle et donc la présence de plusieurs "blocs" sur lesquels s'installent les aires de

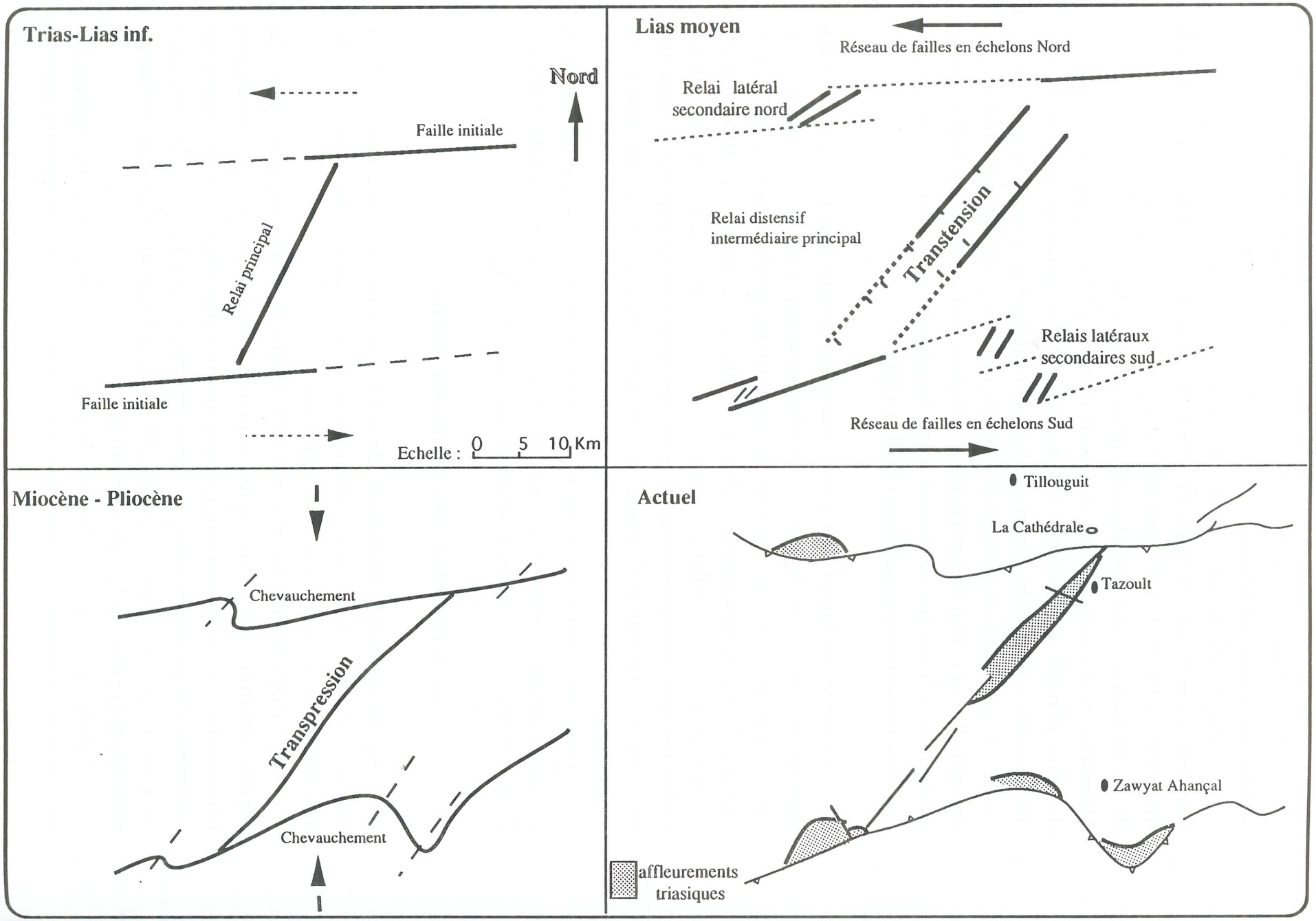


figure 37 : Evolutions des réseaux de failles majeures depuis le Trias

dépôt du Jurassique.

L'interprétation proposée ci-dessus tient compte des données précédemment acquises dans l'Atlas d'Afourer (Laville, 1981), ou le long de la transversale Beni Mellal - Zawyat-Ahançal (Gharib *et al.*, 1993 ; Souhel *et al.*, 1993b).

Les **figures 38** et **39** montrent du Nord au Sud le schéma d'organisation de ces blocs crustaux auxquels semble liée une couverture sédimentaire jurassique. On reconnaît du Nord au Sud :

- Le **bloc de Tillouguit** à axe de basculement orienté NW-SE (Souhel, 1987) et affaissement vers le Nord Est, englobant les domaines de Tillouguit et Ait Wazoud. Il s'agit d'un bloc couvert de sédiments d'âges triasique à bathonien, transgressés par les conglomérats mio-pliocènes de la Cathédrale.

- Le **bloc de la Cathédrale**, séparé du premier par le chevauchement des séries jurassiques sur les dépôts mio-pliocènes plus septentrionaux. Il correspond à l'aire de dépôt du synclinal Nord-Ouest (synclinal de la Cathédrale), à axe bajocien.

En tenant compte du sens de migration et d'épaississement des dépôts-centres des séries jurassiques, on note que la partie la plus affaissée donc la plus subsidente, se trouvait au Nord Ouest.

- Le **bloc d'Amezraï**. Il couvre toute l'aire de dépôt du synclinal d'Amezraï où les séries toarciennes sont très dilatées. Il apparaît séparé du bloc de la Cathédrale, au nord, par la ride de Talmest-Tazoult où affleurent le Trias et les gabbros. Au sud, il est limité par l'accident majeur de "Zawyat Ahançal". En tenant compte du sens de migration des dépôts-centres des séries jurassiques et de leur épaississement vers le Sud Est, ce bloc aurait basculé dans cette même direction.

- Enfin le **bloc de Zawyat Ahançal**, limité au Nord par l'accident majeur de "Zawyat Ahançal" et au Sud par l'accident de Wawgoulzat. Les études en cours (Gharib, 1994) portant sur les variations de faciès et d'épaisseurs des formations mésozoïques de sa couverture, montrent qu'il s'agit ici encore d'un bloc basculé vers le SE.

figure 37 : Evolutions des réseaux de failles majeures depuis le Trias

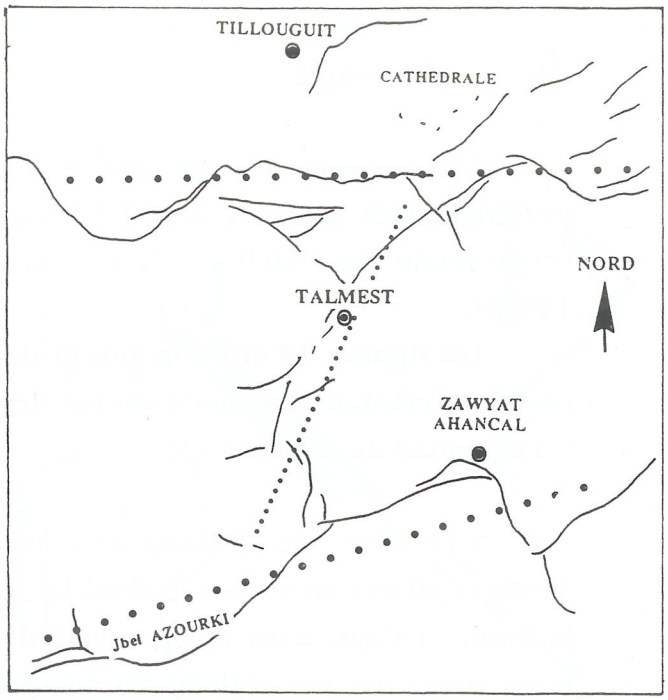


figure **38** : Cartographie des principaux accidents affleurant entre jbel Azourki et Tillouguit.

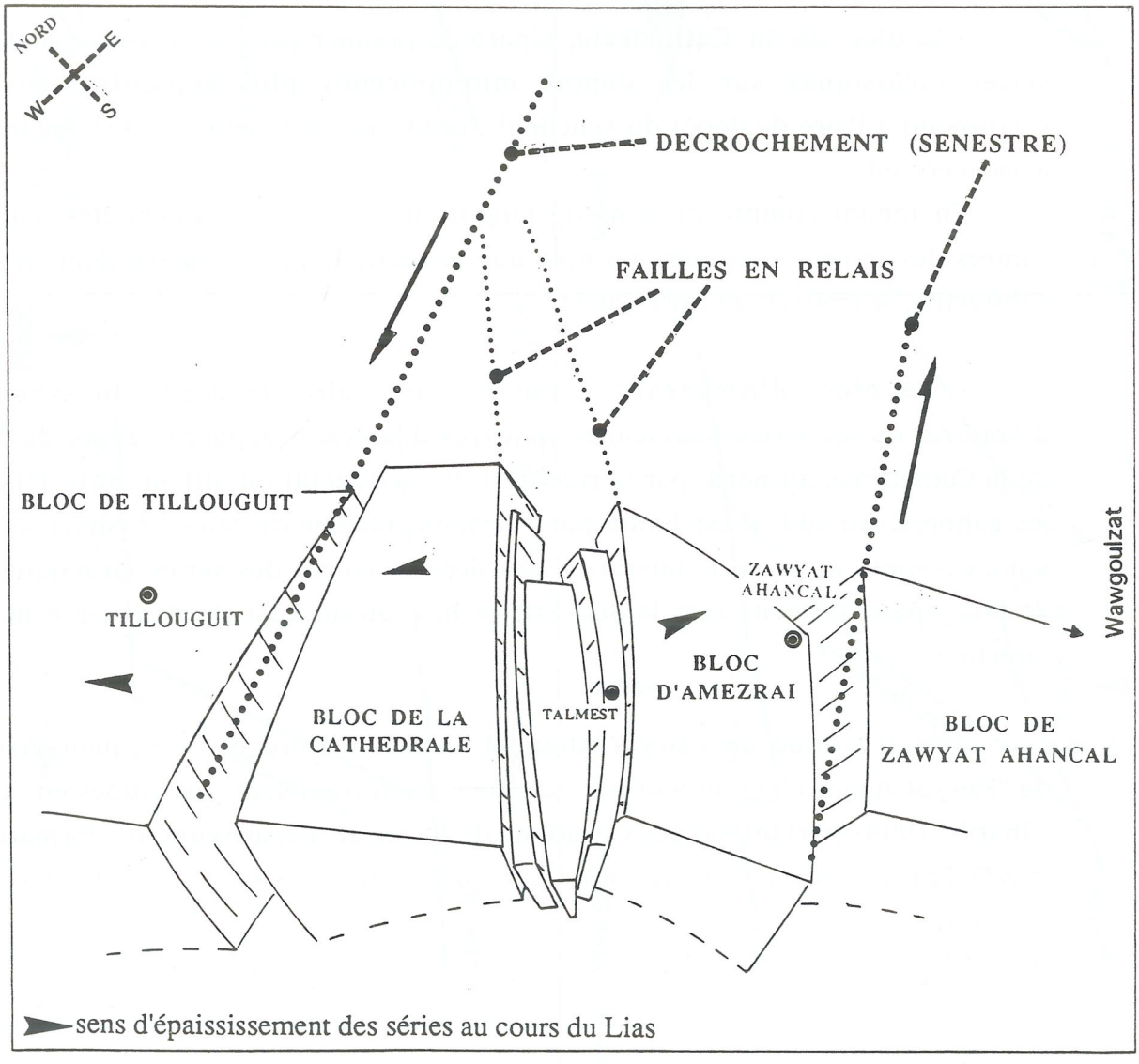


figure **39**: Essaie de reconstitution des principaux "blocs" crustaux limités par les accidents majeurs.

2.2. Dynamique sédimentaire

La coupe passant par l'axe Tazoult-Cathédrale (**figure 40**) montre :

- une variation d'épaisseur très importante de part et d'autre de l'axe de la ride ;
- la dissymétrie de cette dernière avec un faible déversement vers le Nord Ouest ;
- l'éventail toarcien discordant sur les séries sous-jacentes. Cette discordance, progressive, a enregistré le mouvement de surrection de la ride.
- les dépôts conglomératiques du Mio-Pliocène contemporains du serrage atlasique. Provenant de l'érosion des séries jurassiques sous-jacentes, ils dessinent à leur tour un éventail synsédimentaire ouvert en direction du Nord.

2.2.1. Relation entre sédimentation, eustatisme et tectonique

L'étude du remplissage sédimentaire dans le secteur de Talmest-Tazoult montre que l'organisation en séquences de dépôt y est intimement liée aux fluctuations de la nappe d'eau marine. Ces variations, eustatiques, donc globales, sont cependant perturbées par les effets de la tectonique. C'est en effet, l'évolution des accidents jalonnant la ride qui a conditionné la géométrie et l'importance de l'espace disponible pour les dépôts. La chronologie des événements sédimentaires : discontinuités, localisation et déplacement des dépôts-centres, réduction de séries et parfois absence complète de dépôt porte incontestablement la marque de la tectonique pendant le Jurassique.

Les discontinuités relevées dans la série jurassique enregistrent les fluctuations eustatiques importantes et les mouvements tectoniques.

Ainsi, deux discontinuités relevées dans la série ont un caractère régional. Ce sont les discontinuités D3 et D6.

- La discontinuité D3 correspondrait à la dislocation de la plate-forme carixienne. Elle souligne également la discordance régionale des dépôts domériens sus-jacents (*Cf.* planche V).

- La discontinuité D6, intra-domérienne, marque quant à elle le stade de création des deux bassins latéraux, parallèles à la ride centrale. Elle représente le passage de dépôts carbonatés à une sédimentation à dominante terrigène. Cette limite, localisée au passage Lias moyen-Lias supérieur à l'échelle du domaine atlasique (Du Dresnay, 1979), se manifeste d'une manière précoce dans notre secteur puisqu'elle se situe dans le Domérien moyen. Elle caractériserait en réalité ici le paroxysme de la dislocation distensive régionale (Laville, 1981).

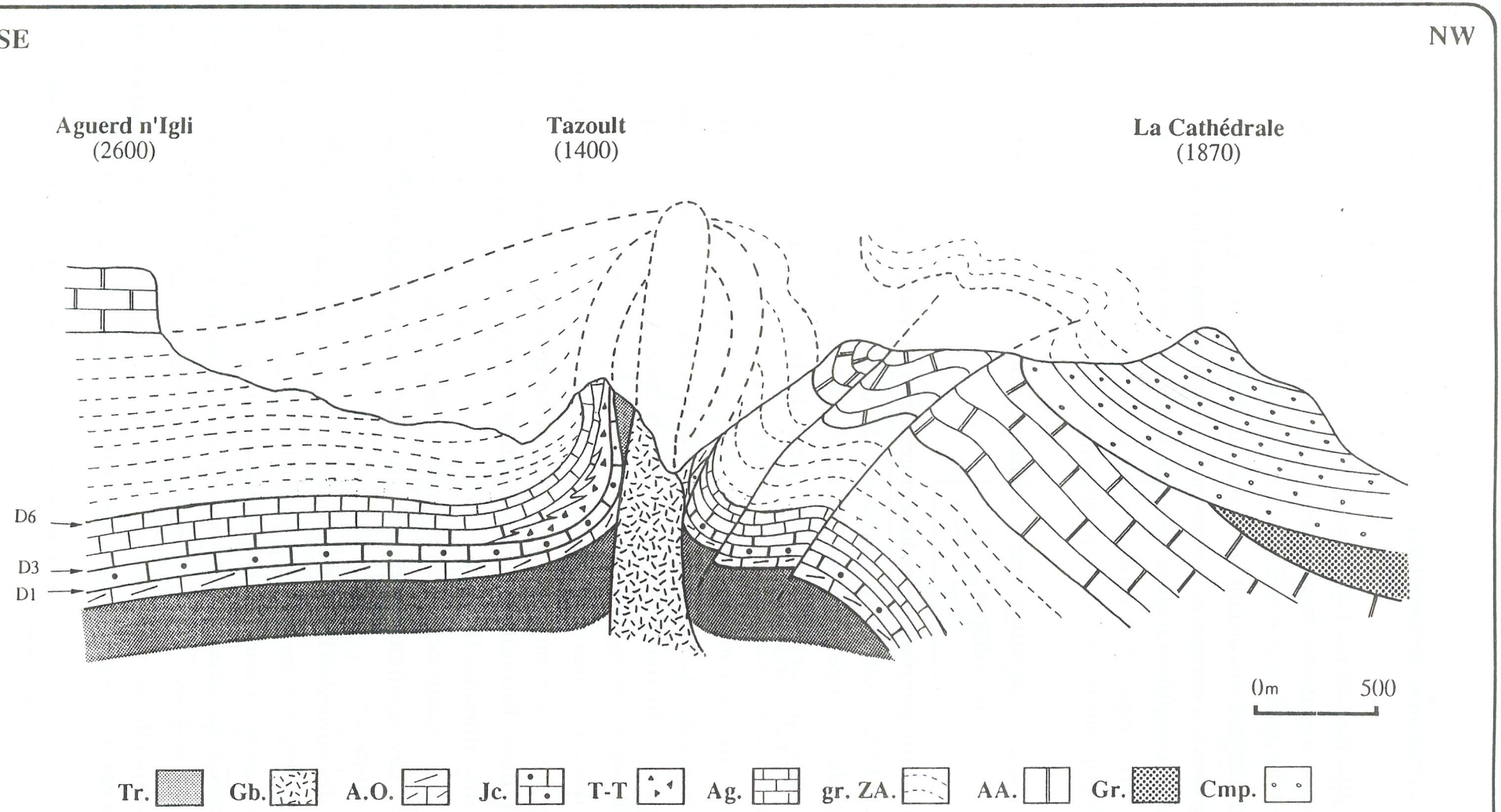


figure **40** : Coupe structurale de la ride de Talmest-Tazoult.

Tr. : Trias ; **Gb.** : gabbro (Bathonien) ; **A.O.** : formation d'Ait Oulli (Lias inférieur) ; **Jc.** : formation de Jbel Choucht (Carixien) ; **T-T** : brèches de Talmest-Tazoult (Carixien terminal-Domérien basal) ; **Ag.** : formation d'Aganane (Domérien) ; **gr. ZA.** : groupe de Zawyat Ahançal (domérien *pro-parte*-Toarcien-Aalénien *pro-parte*) ; **AA.** : formation d'Ait Abdi (Aalénien-Bajocien) ; **Gr.** : grès de Guettioua (Bathonien) ; **Cmp.** : conglomérats de la Cathédrale (Mio-Pliocène).

(d'après Bouchouata *et al.*, 1994)

2.2.2. Evolution

On sait (Souhel *et al.*, 1993a et b) que dans le Haut Atlas central, le Lias inférieur est marqué par la mise en place d'une plate-forme marine, carbonatée, d'extension régionale.

L'étude sédimentaire (lithologie, faciès et milieux de dépôt) et le découpage séquentiel de la série jurassique affleurante et préservée de l'érosion (*Cf.* chapitres I et II) traduisent une évolution géodynamique en trois étapes essentielles (Canérot *et al.*, 1994 ; Bouchouata *et al.*, 1994) :

- Lias moyen : **dislocation de la plate-forme liasique.**

Au Lias moyen, l'évolution des faciès traduit le passage d'un milieu marin ouvert (dépôts coraligènes de la formation de Jbel Choucht) à un milieu plus restreint (calcaires et dolomies à foraminifères de la formation d'Aganane). Les brèches de la formation de Talmest-Tazoult, intercalées, indiqueraient l'amorce d'une dynamique de blocs en distension avec diapirisme associé au passage Carixien-Domérien (voir plus loin).

Ces assises enregistrent en effet la naissance de la ride, vraisemblablement au droit d'une faille distensive de socle. Leur position aux extrémités nord est et sud ouest de la structure de Talmest-Tazoult, témoignent de zones les plus mobiles, en relation avec le mouvement de décrochement sénestre Ouest-Est, très actif au cours de cette période.

- Domérien-Toarcien : **individualisation des bassins terrigènes.**

L'accélération de la distension dans le rift atlasique conduit au développement de la ride de Talmest-Tazoult. Latéralement apparaissent deux dépressions, celle d'Amezraï et de la Cathédrale, fortement subsidentes et comblées de sédiments essentiellement terrigènes.

Ces séries terrigènes dessinent une discordance progressive au-dessus des carbonates inférieurs. Les caractères de cette discordance ainsi que la géométrie du remplissage (sens d'épaississement et polarité des faciès) témoignent de la migration des aires de dépôt vers l'Ouest ou le Sud Ouest pour le bassin d'Amezraï et vers l'Est ou le Nord Est pour le synclinal de la Cathédrale.

- Aalénien-Bajocien : **installation d'une plate-forme stable.**

Le caractère homogène des sédiments ainsi que leur position horizontale au-dessus de l'éventail dessiné par les dépôts liasiques sous-jacents, témoignent d'une atténuation du régime de déformation tectonique. C'est surtout l'empreinte eustatique qui se dégage clairement à travers le passage des dépôts de la plate-

forme ouverte de l'Aalénien aux faciès carbonatés restreints du Bajocien.

Cette même série carbonatée recouvre les terrigènes toarciens en direction de la ride pour y recouvrir à l'horizontale (Laville et Harmand, 1982) les divers termes de la série liasique plus ancienne.

L'ensemble a été par la suite repris par la compression néogène qui a déterminé la création de l'anticlinal de Talmest-Tazoult et des synclinaux latéraux au droit de l'ancienne ride jurassique et des aires subsidentes de la Cathédrale et d'Amezraï.

2.3. Halocinèse

2.3.1. Caractères généraux

Le phénomène ici considéré correspond à la mise en mouvement des évaporites intercalées dans la série triasique. Sa mise en évidence, récente, est déduite non de la présence du sel à l'affleurement, mais de l'appréciation de ses conséquences sur la nature, la géométrie et l'organisation d'ensemble des dépôts contemporains.

D'une manière générale, l'halocinèse des sels triasiques, reconnue sur les plates-formes circum- méditerranéennes (Canérot et Lenoble, 1988 ; Perthuisot, 1985) est très étroitement liée au jeu distensif de failles de socle impliquées dans des systèmes de décrochement. Elle est révélatrice des phases de rifting qui, dans la vaste région considérée, s'échelonnent du Lias au Tertiaire.

Jenyon (1985 et 1986) a montré que les mouvements de sel sont, dans la grande majorité des cas, associés à la fracturation du substrat anté-salifère et que la plasticité des matériaux diapiriques conduit très souvent à un amortissement des failles voire à leur disparition totale au sein de la couverture post-salifère.

L'halocinèse joue un rôle très important dans l'interprétation des discontinuités sédimentaires et des biseaux d'érosion existant dans les zones diapiriques. Ces biseaux, induits par l'activité salifère, apparaissent ainsi toujours établis au droit des structures halocinétiques, avec des ouvertures divergentes à partir de ces dernières.

En 1985, Perthuisot a souligné l'influence de la topographie induite par l'halocinèse sur la dynamique sédimentaire. Il a ainsi noté la présence de pentes favorisant le glissement des sédiments faiblement consolidés (golfe du Mexique), l'apparition de constructions carbonatées, souvent récifales (golfe persique) ou l'existence de paquets de Trias évaporitique remaniés dans la série encaissante (Tunisie).

Plusieurs diapirs montrent la présence d'accumulations bréchiques à l'approche du Trias diapirique. Les Baronnies et les Alpes maritimes offrent de bons exemples de telles accumulations (Dardeau et de Graciansky, 1990). Pour Canérot et Lenoble (1991), ces phénomènes permettent d'expliquer l'absence très générale de matériaux salifères par dissolution aérienne suivie d'écoulement en direction du milieu marin. Le développement de brèches remaniant la couverture antédiapirique traduit l'effondrement de la voûte carbonatée au-dessus du sel en cours de dissolution. De telles structures sont notamment décrites dans la partie occidentale de la chaîne pyrénéenne (Canérot et Lenoble, 1991).

2.3.2. Application

a - Rappels historiques : le diapirisme au Maroc central

Sur la marge ouest marocaine, le diapirisme des évaporites triasiques est connu tant dans l'atlantique, au large des côtes d'Essaouira et Agadir (Jansa et Wiedman, 1982 ; Hinz *et al.*, 1982 ; Rey *et al,* 1989 ; Benabbes Taarji, 1989 ; Taj-Eddine *et al.*, 1989), qu'à terre, dans le Haut Atlas. Les travaux de stratigraphie séquentielle menés par les équipes des Universités d'El Jadida, de Marrakech et de Toulouse montrent les parts respectives de l'eustatisme et de la tectonique dans l'organisation sédimentaire des séries du Haut Atlas atlantique (Canérot *et al.*, 1986 ; Ettachfini, 1992). L'analyse structurale et l'identification des déformations synsédimentaires permettent de montrer la place du diapirisme comme révélateur de la distension du socle lors de la mise en place de la marge au cours du Jurassique et du Crétacé (Taj Edine *et al.*, 1989 ; Bouchouata *et al.*, 1991).

En mer, les profils sismiques révèlent de véritables diapirs établis à l'articulation de blocs comportant le socle paléozoïque et son revêtement permo-triasique. D'une manière générale, les cheminées diapiriques, effilées, traversent le Jurassique et le Crétacé inférieur et s'arrêtent au sein des matériaux méso et néocrétacés (Rey et al., 1986-1988-1989 ; Benabbes Taarji, 1989; Taj-Eddine et al., 1989 et 1990).

A terre, l'analyse stratigraphique et sédimentologique des séries contemporaines de l'halocinèse permet de distinguer deux domaines :

- le Haut Atlas central où la tectonique salifère est essentiellement jurassique (Lias et Dogger). L'exemple de la ride de Talmest-Tazoult, appartenant à notre domaine d'étude, sera illustré dans ce chapitre ;

- le Haut Atlas occidental (Duffaut *et al.*, 1966 ; Gharib, 1989 ; Benabbes Taarji, 1989 ; Ettachfini, 1992) à diapirisme essentiellement fini-jurassique et éocrétacé, souligné par des biseaux et des lacunes sédimentaires le long de rides

moins aiguës et d'extension plus réduite.

Dans tous les cas, ces structures semblent liées à des failles de socle d'orientation NE-SW dominante. Leur développement pourrait témoigner de l'existence de relais distensifs accompagnant les décrochements sénestres W-E qui ont conduit à la mise en place du sillon atlasique, à polarité téthysienne au Jurassique, puis au développement affirmé de la marge atlantique, ouverte vers l'Ouest, au Crétacé inférieur.

Les études du rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal, (Chafiki *et al.*, 1993 ; Canérot *et al.*, 1993 ; Gharib *et al.*, 1993 ; Souhel *et al.*, 1993a et 1993b ; Bouchouata *et al.*, 1991 et 1993 ; Bouchouata et Canérot 1992), ont mis en évidence une tectonique salifère Jurassique, le long des relais jalonnant l'accident nord-atlasique.

Cette tectonique induit le basculement de blocs de socle et détermine la mise en mouvement des évaporites, notamment au Lias moyen et supérieur, période durant laquelle le rifting était maximal (Salvan, 1974 ; Canérot, 1990).

b - L'exemple de Talmest-Tazoult

Pour le cas du dispositif de Talmest-Tazoult, plusieurs arguments, d'ordres tectonique et sédimentologique, enregistrés par les séries jurassiques, nous conduisent à interpréter l'évolution de cette ride comme un nouvel exemple de diapir haut-atlasique dont l'histoire s'inscrit dans l'intervalle courant du Carixien sommital (première couche déformée) jusqu'au Bajocien (couches isopaques qui coiffent les structures sous-jacentes).

La tectonique salifère se manifeste ici par l'individualisation de différents marqueurs :

- les marqueurs tectoniques.

La variation du régime de contraintes (déduites des différents stades d'évolution sédimentaire), dans le temps, a donné naissance à une cinématique transtensive pendant le Jurassique inférieur-moyen, et transpressive à partir du Jurassique supérieur-Crétacé (Laville, 1985 ; Laville et Piqué, 1991).

La structure actuelle de la ride, allongée NE-SW, suivant la direction générale de plissement régional, le long du linéament structural de Talmest-Tazoult, montre deux flancs redressés à la verticale. Les corniches calcaires du Dogger sont en revanche sub-horizontales. La série détritique du Toarcien dessine deux éventails divergents montrant des discordances progressives contre

les séries sous-jacentes. Le matériel magmatique étant d'âge jurassique moyen (Laville et Harmand, 1982), il parait difficile d'imaginer un phénomène autre que le diapirisme susceptible de surélever les flancs de cette ride en période distensive.

Les réductions d'épaisseur, dans la sédimentation anté-bajocienne, en direction de l'axe de la structure de Talmest-Tazoult, l'apparition des biseaux d'érosion bordiers, le développement de cuvettes latérales assimilables à des synclinaux de compensation, parallèles à l'axe de la ride et les modifications dans l'organisation sédimentaire, s'inscrivent bien dans cette logique d'une tectonique salifère contemporaine des dépôts jurassiques étudiés.

Dans cette interprétation, les venus magmatiques marqueraient, au Jurassique moyen, la fin de la période de transtension.

- **les marqueurs sédimentologiques.**

La tectonique salifère, au droit de la ride de Talmest-Tazoult, se marque par deux phénomènes importants, tyPiqués des zones diapiriques :

a - **l'apparition de brèches** de dissolution-karstification ou de pente dans le Lias inférieur et moyen. Ces brèches présentent, nous le savons, un ciment argileux et semblent avoir remanié les seuls calcaires du Lias moyen et inférieur(?). Les éléments peuvent atteindre une grande taille (30 cm). L'association des brèches et des argiles parfois gréseuses (Barda), suggère un environnement aérien, de haute énergie, impliquant une pente et par conséquent la création de reliefs. La faible extension latérale des dépôts bréchiques évoque le remplissage de chenaux ou de vallées incisées.

Ces brèches marquent la surrection de la plate-forme liasique au niveau de la future ride de Talmest-Tazoult (**figure 41**).

b - la **disposition en biseau** très aigu du Lias supérieur, de part et d'autre des flancs redressés de la ride. En effet, l'érosion des séries du Lias inférieur et moyen augmente en direction de l'axe de la structure diapirique. Les marnes et grès du Toarcien, par leurs discordance progressive sur les séries sous-jacentes, ont ainsi enregistré le mouvement de surrection de la ride.

Si les biseaux d'érosion des séries carbonatées sont difficiles à mettre en évidence, les biseaux d'onlap divergent du Toarcien sont visibles aux abords de la ride. Ces derniers sont des témoins de la poursuite de la montée de la ride en période distensive.

- les marqueurs eustatiques.

L'utilisation des concepts de la stratigraphie séquentielle confirme le schéma de corrélation indiquant une géométrie en cuvettes bordières, parallèles à la ride centrale de Talmest-Tazoult, au cours du Toarcien. Ces dispositifs évoquent la présence de synclinaux de compensation, montrant le brusque développement des prismes de bas niveau marin au sein de séquences très dilatées. La dépendance génétique entre les processus diapiriques et les séquences de dépôt d'origine eustatique est difficile à mettre en évidence. Seule la dépendance des processus halocinétiques par rapport à la tectonique extensive de socle (et par voie de conséquence leurs chronologies respectives) semble bien établie (Lenoble, rapport inédit). En 1983 Seni et Jackson montrent, dans le bassin du Texas, que la sédimentation post-aptienne contemporaine du diapirisme est essentiellement caractérisée par une réduction d'épaisseur en direction de l'axe des montés diapiriques, par l'apparition de biseaux bordiers et par le développement de synclinaux de compensation.

- les marqueurs géochimiques.

Deux autres indices, confirmant l'hypothèse d'une origine diapirique de la mise en place de la ride de Talmest-Tazoult, sont à signaler. Il s'agit du sel et des minéralisations :

a - il existe des diapirs sans sel, et des diapirs salifères (Perthuisot et Rouvier, 1992) à l'affleurement. Les diapirs spectaculaires d'Iran (Fürst, 1990) font partie des diapirs avec sel à l'affleurement.

La ride de Talmest-Tazoult fait partie des diapirs sans sel affleurant. Toutefois la source d'eau salée signalée au droit de la ride, aux abords de la rivière d'Ahançal (visible en période de baisse du niveau du cours d'eau), laisse supposer l'existence de masses salifères à une profondeur indéterminée. Des phénomènes comparables ont été décrits par Perthuisot et Rouvier, (1993), dans les diapirs du Maghreb central et oriental. En évoquant l'évolution structurale et pétrogénétique de ces appareils, pour les diapirs sans sel, ces derniers auteurs émettent l'hypothèse du lessivage d'une partie du diapir par des eaux non saturées, d'origine superficielle ou profonde.

Le sel lessivé, au cours du Domérien basal (première manifestation diapirique) et du Domérien terminal (poursuite du phénomène diapirique), se déposerait dans les bassins avoisinant la ride, bassin d'Amezraï et bassin de la Cathédrale. Ainsi peut s'expliquer, en partie, l'anoxie relative du milieu conduisant à l'appauvrissement en faune benthique remarquée, notamment durant le Toarcien. Cette hypothèse suppose la précipitation des carbonates et du gypse dans les dépôts terrigènes. Elle se trouve confortée par le développement

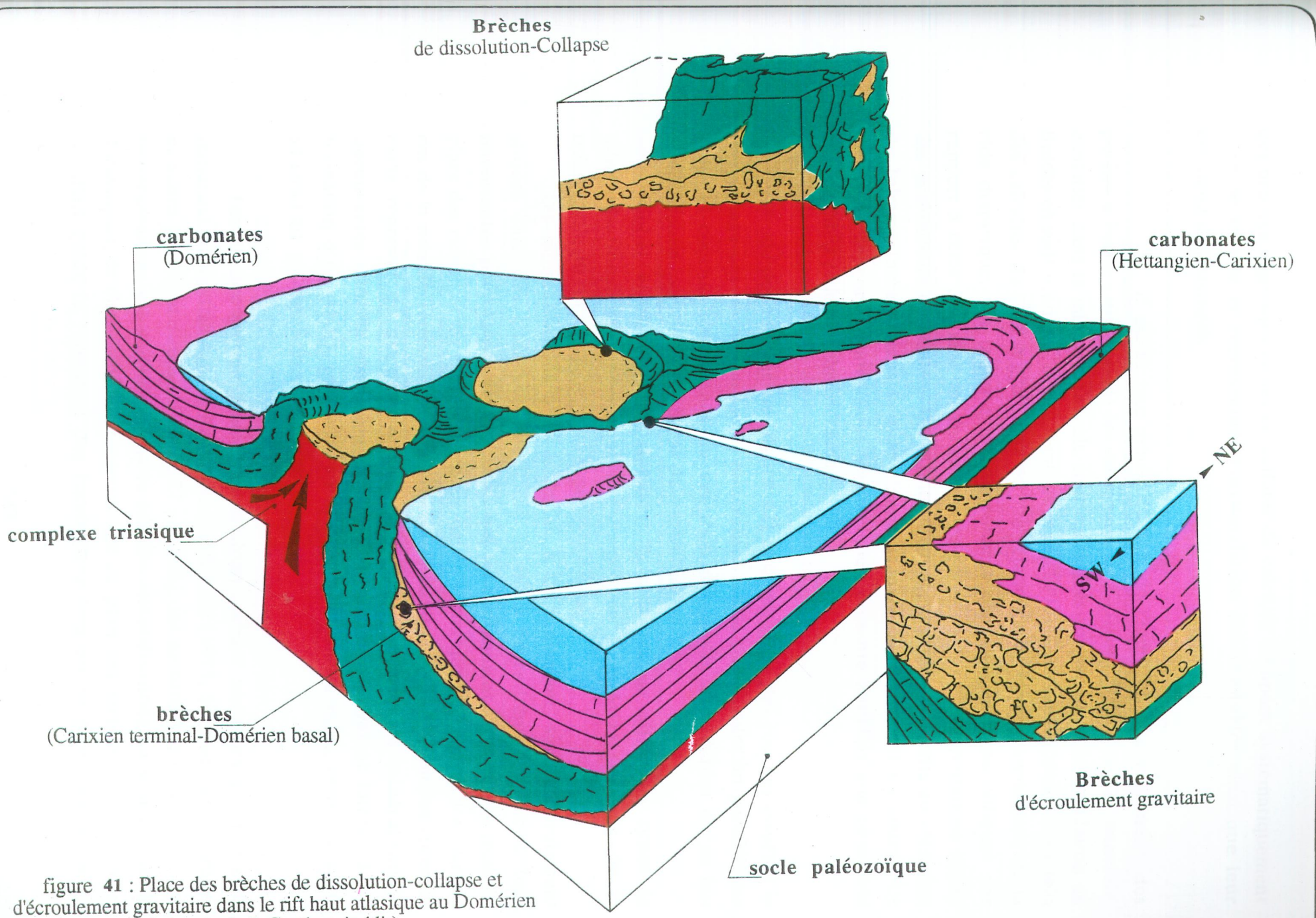


figure 41 : Place des brèches de dissolution-collapse et d'écroulement gravitaire dans le rift haut atlasique au Domérien (adaptée de J. Canérot, inédit)

des brèches argileuses riches en sulfates de calcium occupant systématiquement l'axe de la ride et représentant l'accumulation des insolubles ainsi que leur évolution diagénétique.

b - il existe une minéralisation de Plomb et Zinc (rarement, des poches à Fer et Cuivre) dans les carbonates du Carixien-Domérien. Ces minerais, exploités dans la mine de Tazoult, sont considérés comme liés à la circulation de fluides chauds (Canérot 1990 ; Canérot *et al.*, 1993). Leur développement au sein des calcaires du Lias suggère une étroite relation avec le fonctionnement de la ride diapirique. Les failles syn-sédimentaires directionnelles ou obliques par rapport à cette dernière ont pu permettre l'accélération des circulations issues des profondeurs de l'écorce. Les mêmes phénomènes ont été décrits au voisinage de Talmest-Tazoult, dans la ride d'Assemssouk (Gharib, travail en cours). Ce dispositif, dépourvu d'intrusions magmatiques, présente toutefois une géométrie comparable à celle de Talmest-Tazoult.

L'étude de la géométrie (**figure 42**) et du pendage des couches assurant le remplissage des poches ou karsts minéralisés révèle par ailleurs un parallélisme avec les couches toarciennes du synclinal d'Amezraï, considérées de ce fait comme contemporaines de la phase de minéralisation.

Souhel *et al.*, (1993b), signalent la présence de différents types de minéralisations, se rencontrant à l'échelle de Haut-Atlas, le long de la transversale du rift atlasique passant par Beni Mellal.

Les minéralisations à Pb et Zn ou à Cu seulement, sont généralement situées dans des gîtes karstiques. Ces derniers nécessitent deux conditions importantes pour la genèse des karsts qui les contiennent, à savoir, la mise en place des rides , et un cadre général de baisse eustatique de 2ème ordre. Dans le cas de la ride de Talmest-Tazoult, cette baisse serait celle du Lias moyen (premier cycle régressif de deuxième ordre, *cf.* figure 31). Pour les minéralisations découvertes dans la formation de Bin El Ouidane (équivalent latéral de la formation d'Ait Abdi), localisées au niveau de plusieurs rides, cette baisse se situerait au passage Bajocien-Bathonien.

Les études (tectoniques et minéralogiques sur plusieurs gisements de minerais) entreprises dans le Haut-Atlas par Gratier (1975, 1976 et 1981) ; Gratier et Subra (1976) et Subra (1970, 1977 et 1980) ont montré que la direction des minéralisations est variable. Dans le cas des minéralisations au sein des séries Jurassiques, la chalcosine est toujours liée au plan des stylolites. Ces derniers auraient guidé la formation des karsts dans lesquels se sont concentrés les

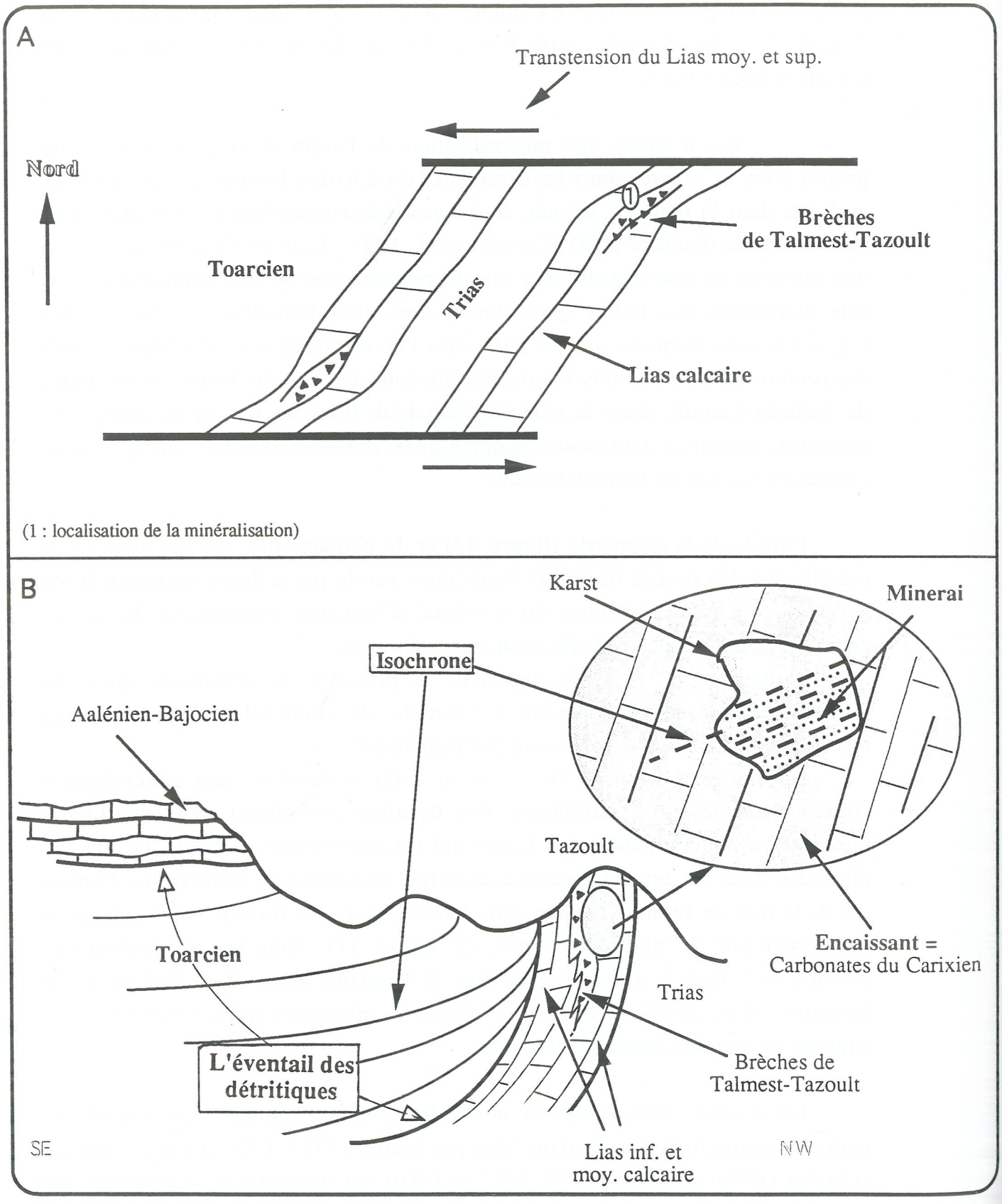


figure 42 : **A** = mise en place, schématique, de la ride de Tazoult-Talmest. Bréchification, des calcaires liasiques (passage Carixien- Domérien), dans les zones distensives les plus mobiles qui auraient favorisé les circulations de fluides et les minéralisations.
B = âge de la minéralisation du gisement de Tazoult.

minerais. Ces études (Gratier, 1975, 1976 et 1981), ont montré aussi que les plans de discontinuité, souvent tectoniques, responsables en grande partie de la perméabilité des roches, ont facilité la mise en place des minéralisations.

Il existe donc une étroite relation entre transtension du Lias moyen-supérieur, dynamique de blocs crustaux, diapirisme, karstification, donc baisse relative du niveau marin et accumulation des minerais.

2.4.- Intrusions magmatiques

A l'échelle du Haut Atlas central, les intrusions gabbroïques sont réparties et orientées selon un système de fractures héritées (Laville 1985). Ces venus magmatiques joueraient ainsi un rôle important dans l'édification des rides anticlinales de direction moyenne NE-SW dans l'axe du bassin atlasique. Elles imposeraient leur propre déformation dans les terrains de couverture (Laville, 1985; Laville et Harmand, 1982).

Pour Talmest-Tazoult, les gabbros occupent le coeur de l'anticlinal selon la même direction, NE-SW, du relais du décrochement principal E-W. Les intrusions, liées à la tectonique du socle, ont participé à l'édification de la ride à partir du Bajocien. Elles ont donc relayé l'halocinèse initiée dans le relais distensif de la ride de Talmest-Tazoult.

3. MODELE PROPOSE

On sait (Chevrement, 1975 ; Schaer et Persoz, 1976 ; Gratier, 1981 ; Studer, 1987 ; Stets et Wurster, 1982) que les traits essentiels de l'évolution géodynamique du Haut Atlas central ont été acquis au cours du Jurassique. Il a été également montré (Laville, 1981) que cette évolution s'est traduite par l'individualisation de bassins à subsidence différentielle, séparés par des horsts et repris en compression par la tectonique néogène.

Au Jurassique, l'ensemble des horsts et grabbens à été soumis à un mouvement de décrochement sénestre d'orientation Ouest-Est.

L'étude stratigraphique et sédimentologique du remplissage des bassins de la Cathédrale et d'Amezraï nous conduit à distinguer **cinq stades** successifs s'échelonnant du Trias à l'Actuel. Ces differents stades sont déduits de l'étude de la ride et de ses bassins latéraux, ainsi que des études de magmatisme jurassico-crétacé et du métamorphisme statique synrift montré par différents auteurs à l'échelle du domaine atlasique.

Nous verrons ensuite dans quelle mesure ces derniers s'intègrent dans le schéma d'évolution du domaine atlasique dans son ensemble.

3.1. Trias-Lias inférieur : **du rift initial à la plate-forme carbonatée extensive.**

Le domaine atlantique et atlasique a été le siège d'un épisode thermique, à la fin du Trias, contemporain du rifting atlantique. Pour Piqué et Laville (1993), les premiers stades de rifting atlantique s'enregistrent par des manifestations diverses (sédimentaires, magmatiques, structurales et métamorphiques). Le métamorphisme statique synrift (210-200 Ma : Hettangien-Sinémurien) contemporain de la sédimentation, correspond à l'augmentation du gradient thermique régional qui accompagne la subsidence initiale des rifts. D'après ces études, le rift atlasique avorte au Lias inférieur. Ce phénomène est attesté par la datation du maximum thermique à 210-220 Ma. Pour les mêmes auteurs, la conséquence tectonique de cet avortement sera une subsidence induite par la détumescence d'un dôme thermique. "Elle va favoriser la création d'un espace disponible avec installation d'une plate-forme carbonatée" (Laville, communication écrite).

Des analyses K/Ar effectuées par Huoun et al. (1993) sur des fractions granulométriques des schistes cambriens et de formations triasico-liasiques révèlent l'existence de circulations de fluides hydrothermaux dans le domaine atlasique et sur la marge atlantique de la méséta. Ces derniers auteurs ont démontré l'existence, à environ 25 Km de profondeur, de chambres magmatiques responsables de l'émission des basaltes tholéïtiques dans les bassins triasiques. Ce métamorphisme pourrait résulter d'une dissipation de chaleur ou de circulations de fluides dans une croûte continentale amincie qui préfigure la future marge atlantique et le futur domaine atlasique.

Dans notre secteur d'étude les séries représentant le Trias affleurent au coeur de l'anticlinal de Talmest-Tazoult, donc au voisinage des roches intrusives.

Il s'agit d'argiles versicolores, gypsifères, généralement broyées et bréchifiées. Elles témoignent d'environnements continentaux à lagunaires.

Il est difficile d'étayer une interprétation à partir de leur étude stratigraphique et sédimentologique en raison de leur degré de déformation. Toutefois, des études récentes (Laville et Petit, 1984) ont mis en évidence des décrochements synsédimentaires dans le Trias supérieur. On sait aussi qu'une distension régionale généralisée au cours du Trias supérieur a guidé l'individualisation de nombreux bassins sur la marge nord du craton africain

(figure 43). Parmi ceux-ci figure le proto-rift du Haut Atlas avec une orientation sensiblement E-W et un remplissage détritique fin et évaporitique, couronné par des coulées tholéitiques. Ces bassins subsidents, étroits, préfigurent les limites de la future chaîne atlasique (Laville, 1985 ; Studer, 1987).

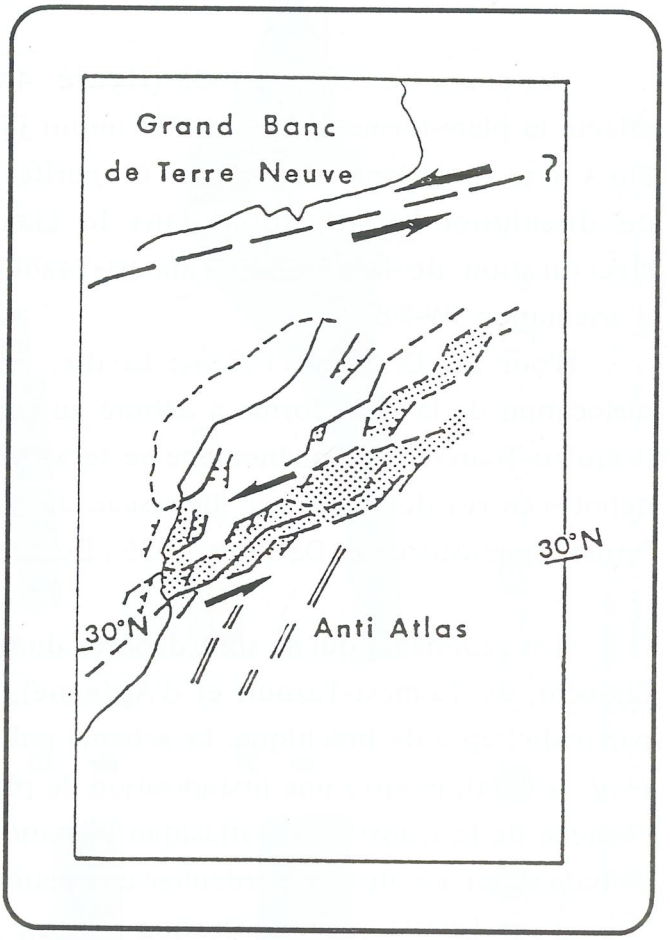


figure 43 :
modèle d'ouverture
des bassins triasiques
marocains
(d'après Laville, 1985)

Durant la période du Lias inférieur se met en place une plate-forme marine, carbonatée, d'extension régionale.

Pour Choubert et F. Muret (1962) et pour Laville et Piqué (1991) l'individualisation du bassin jurassique, intracontinental, du Haut Atlas central, débute dès l'Hettangien.

Les dépôts du Lias inférieur sont représentés dans notre région par les calcaires et dolomies de la formation de Ait bou Oulli. Ces derniers témoignent d'une vaste transgression qui a permis l'installation d'un milieu subtidal (Jossen, 1988) sur l'ensemble du secteur, au-dessus des épandages évaporitiques du Trias.

Cette phase d'ouverture marine, résultat d'une transgression d'origine eustatique à polarité téthysienne (du Dresnay, 1979), s'est accompagnée d'une forte subsidence reflétée par les grandes épaisseurs et la constance des faciès

carbonatés à l'échelle du Haut Atlas. En témoignent notamment (Souhel *et al.*, 1993) les dépôts carbonatés des formations de jbel Tazerkount et de jbel Abbadine, sur l'ensemble de la transversale atlasique de Beni Mellal.

3.2. Lias moyen : **dislocation de la plate-forme carbonatée avec manifestation du diapirisme.**

Au cours de cette période **(figure 44)**, la transtension sénestre W-E a affecté la plate-forme carbonatée et induit l'individualisation d'une mosaïque de Blocs avec diapirisme associé des évaporites triasiques. La présence de brèches de dissolution-karstification dans le Lias moyen indiquerait l'amorce de structuration de la ride de Talmest-Tazoult au droit d'une faille distensive d'orientation SW-NE

Pour Du Dresney (1975) ; Laville, (1981) ; Laville et Piqué, (1991), La dislocation de la plate-forme a débuté au cours du Domérien et s'est poursuivie jusqu'au Toarcien. Ce phénomène se serait accompagné de l'individualisation de dépôts-centres délimités par un réseau de rides anticlinales synsédimentaires, à forme rhomboédrique (De Sitter, 1956 ; Du Dresnay, 1975 ; Mattauer *et al.*, 1977)

Les sédiments qui se sont déposés durant cette période (formations de jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane), révèlent une tendance régressive à partir de l'épisode bréchique. Le schéma paléogéographique, proposé par Souhel *et al.* (1993a), montre une juxtaposition de plusieurs domaines de sédimentation à l'échelle de la transversale atlasique passant par Beni Mellal. Dans notre secteur d'étude s'individualise en particulier une plate-forme carbonatée.

Pour Laville (communication écrite), la dislocation, au Domérien, de la plate-forme carbonatée post-rift est due à la dérive, vers l'Est, de la croûte continentale de la partie nord de la plaque africaine. Dans notre région cela se traduit par une augmentation rapide de la subsidense, puisque l'espace disponible ainsi créé est comblé au cours du Domérien terminal-Toarcien.

3.3. Lias supérieur : **création des deux bassins terrigènes latéraux et poursuite du diapirisme.**

De part et d'autre de l'axe de Talmest-Tazoult se créent deux bassins parallèles à la ride. Ces bassins sont comblés par les dépôts détritiques, ennoyant les paléo-reliefs induits par les épisodes diapiriques.

La discontinuité D6, reconnue à la base des dépôts terrigènes, correspondrait, dès le Domérien, à la déstabilisation générale du fond marin à

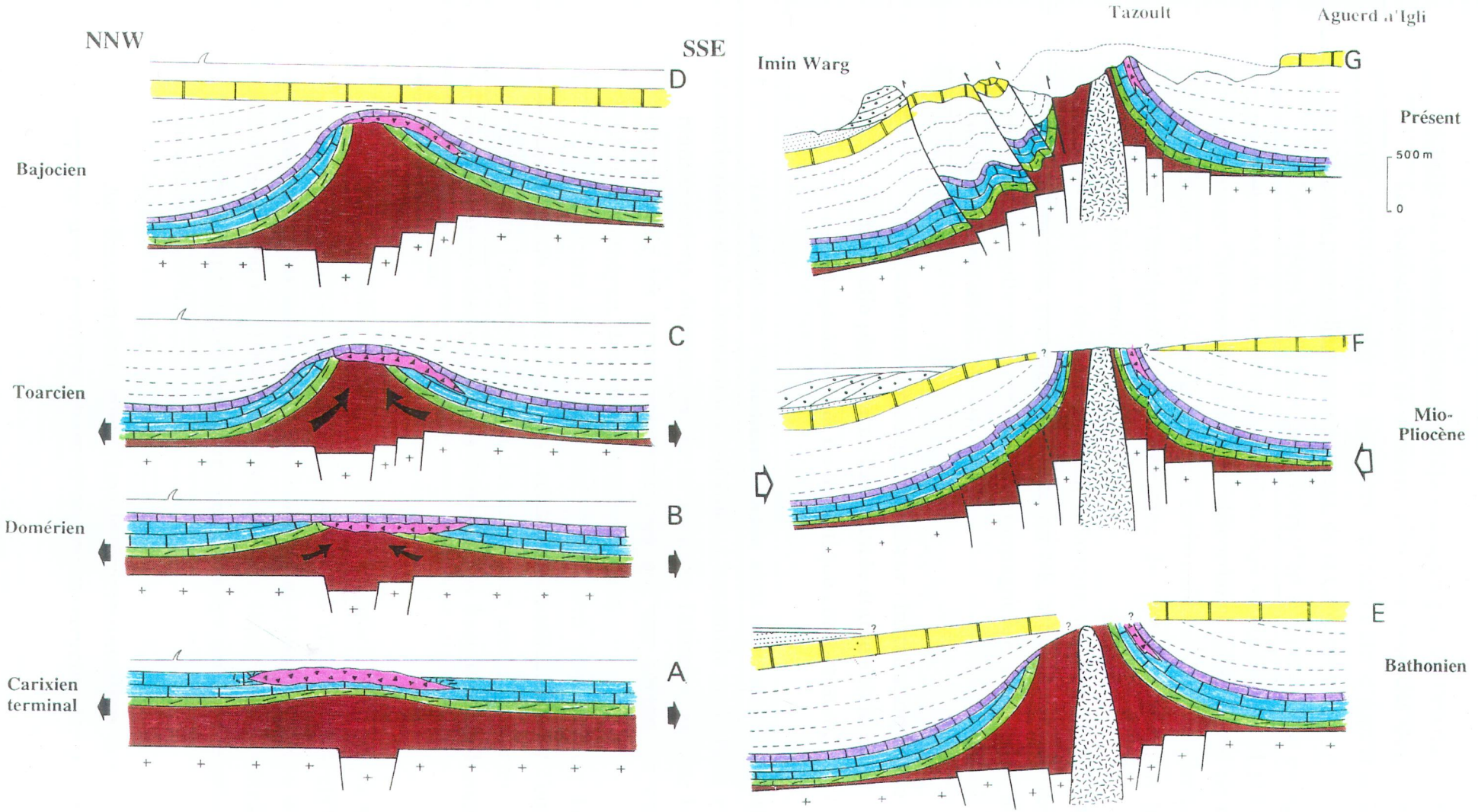


figure **44**: Evolution géodynamique de la ride Talmest-Tazoult

A, B, C et D : distension et diapirisme ; **E** : intrusions magmatiques ; **F** : compression et inversion structurale ; **G** : structure actuelle. **P :** socle paléozoïque ; **Tr.** : Trias ; **A.O.** : formation d'Ait Oulli (Lias inférieur) ; **Jc.** : formation de Jbel Choucht (Carixien) ; **T-T** : brèches de Talmest-Tazoult (Carixien terminal-Domérien basal) ; **Ag.** : formation d'Aganane (Domérien) ; **gr. ZA.** : groupe de Zawyat Ahançal (domérien *pro-parte*-Toarcien-Aalénien *pro-parte*) ; **AA.** : formation d'Ait Abdi (Aalénien-Bajocien) ; **Gr.** : grès de Guettioua (Bathonien) ; **Gb.** : gabbro (Bathonien) ; **Cmp.** : conglomérats de la Cathédrale (Mio-Pliocène).

l'échelle du domaine atlasique, déjà soulignée par Du Dresnay (1975).

Les basculements se seraient effectués avec des degrés plus forts dans la partie orientale, pour la gouttière méridionale d'Amezraï et dans la partie occidentale pour celle, septentrionale, de la Cathédrale.

Les dépôts terrigènes de la formation d'Amezraï ont enregistré la poursuite de la montée de la voûte anticlinale, déjà soulignée par la présence des brèches au passage Carixien-Domérien. La discordance progressive de ces sédiments au-dessus de la plate-forme liasique carbonatée et les phénomènes sédimentaires (slumps) témoignent de la présence de pentes favorisant le glissement des matériaux faiblement consolidés.

A l'échelle de la transversale atlasique, on note la création d'une gouttière centrale mobile, complexe, ouverte au NE, à polarité téthysienne. Elle offre un puissant remplissage terrigène, accompagné de diapirisme et de magmatisme intrusif (Souhel *et al.*, 1993a).

3.4. Aalénien-Jurassique supérieur : installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée stable suivie de magmatisme et de tectonique compressive.

Les dépôts de l'Aalénien-Bajocien sont représentés essentiellement par les carbonates de la formation d'Ait Abdi. L'ensemble carbonaté souligne l'arrêt des manifestations diapiriques de la ride de Talmest-Tazoult. Il fossilise ainsi à l'horizontale les structures anciennes qui ont amené les carbonates du Lias inférieur et moyen, dans une position verticale.

Au cours de cet épisode, l'évolution post-rift de la région étudiée (géométrie du remplissage), est guidée essentiellement par l'eustatisme ce qui se traduit par l'homogénéisation des faciès sur une plate-forme carbonatée stable, recouvrant en discordance les remplissages liasiques des bassins sud oriental et nord occidental.

Au Bathonien, la région étudiée est caractérisée par la mise en place des intrusions magmatiques sous forme de sills et dykes traversant toute la série jurassique plus ancienne. Pour Fedan *et al.* (1989) ; Laville et Fedan (1990) et Laville et Piqué (1991), les bassins du Haut Atlas central se ferment au Bathonien-Jurassique supérieur par transfert du mouvement sénestre sur les directions NE-SW.

Au Bajocien-Bathonien, Laville (communication écrite), cette fermeture exprime une première phase d'inversion structurale, à laquelle succède au

Cénozoïque, une deuxième phase, créatrice du relief de la Cathédrale.

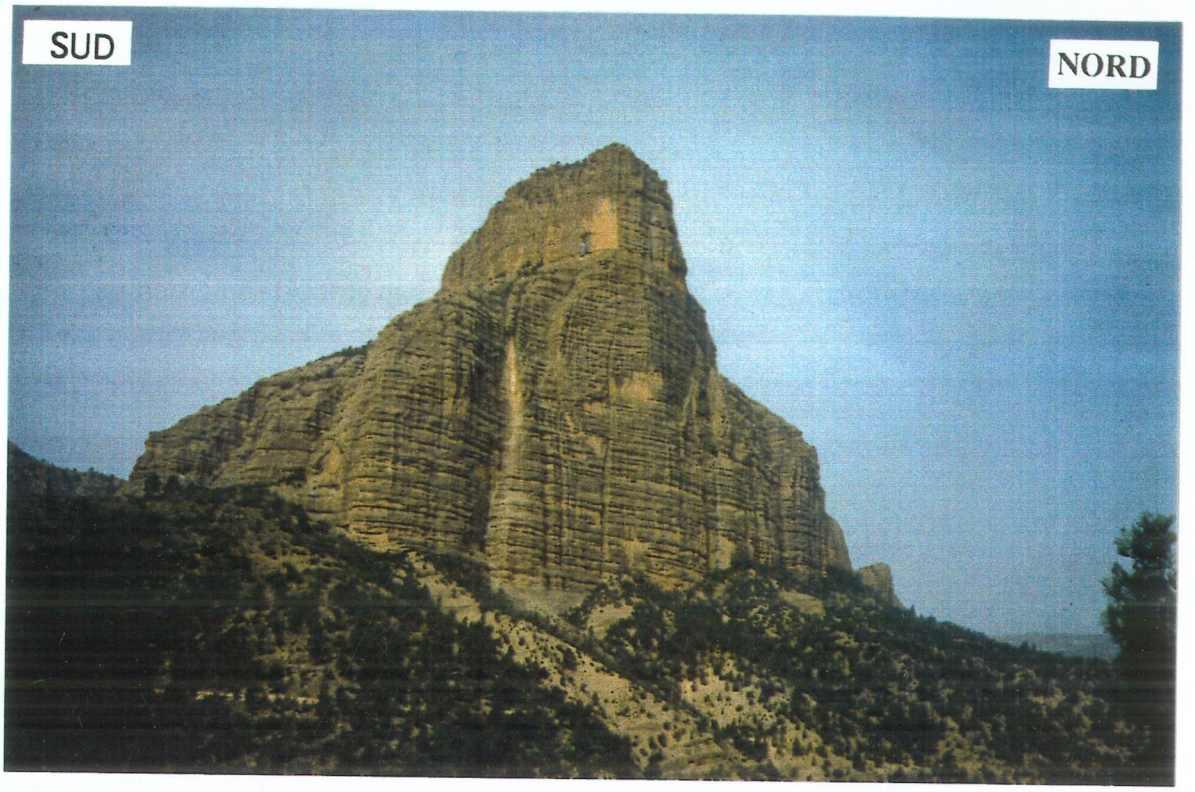
Au Jurassique supérieur, à l'échelle régionale, on peut noter la persistance de la tectonique sur de nouvelles zones d'accidents localisées à la périphérie du bassin atlasique : rides en distension de Jbel Abbadine et d'Ait Boulmane, ride en compression de Tansrift. La structuration se manifeste par des discordances progressives, accompagnées parfois de discordances angulaires (Souhel *et al.*, 1993).

Les roches magmatiques auraient joué un rôle important dans l'édification des rides anticlinales de direction moyenne NE-SW dans l'axe du bassin atlasique (Laville 1985). Dans notre secteur les gabbros occupent le coeur de l'anticlinal selon la même direction, NE-SW, du relais du décrochement principal E-W. Ces intrusions contribueraient à l'édification de la ride à partir du Bathonien voire Bajocien (Laville, communication orale). A l'echelle du Haut Atlas, on sait (Beraaouz et al., 1993), que les phases d'ouverture de l'océan atlantique se sont accompagnées de la mise en place de formations magmatiques intraplaque. Pour Beraaouz et Bonin (1993), cet épisode alcalin jurassico-crétacé est issu d'un faible degré de fusion partielle d'une source mantellique différente que celle qui a généré les tholéïtes continentales infraliasiques. L'étude du massif de Tighisst par Beraaouz et Bonin (1993) montre que ce dernier présente une suite (cumulâts basiques lités et liquides résiduels) qui s'est mise en place à faible profondeur dans un encaissant sédimentaire plastique à la faveur de fractures profondes réactivées.

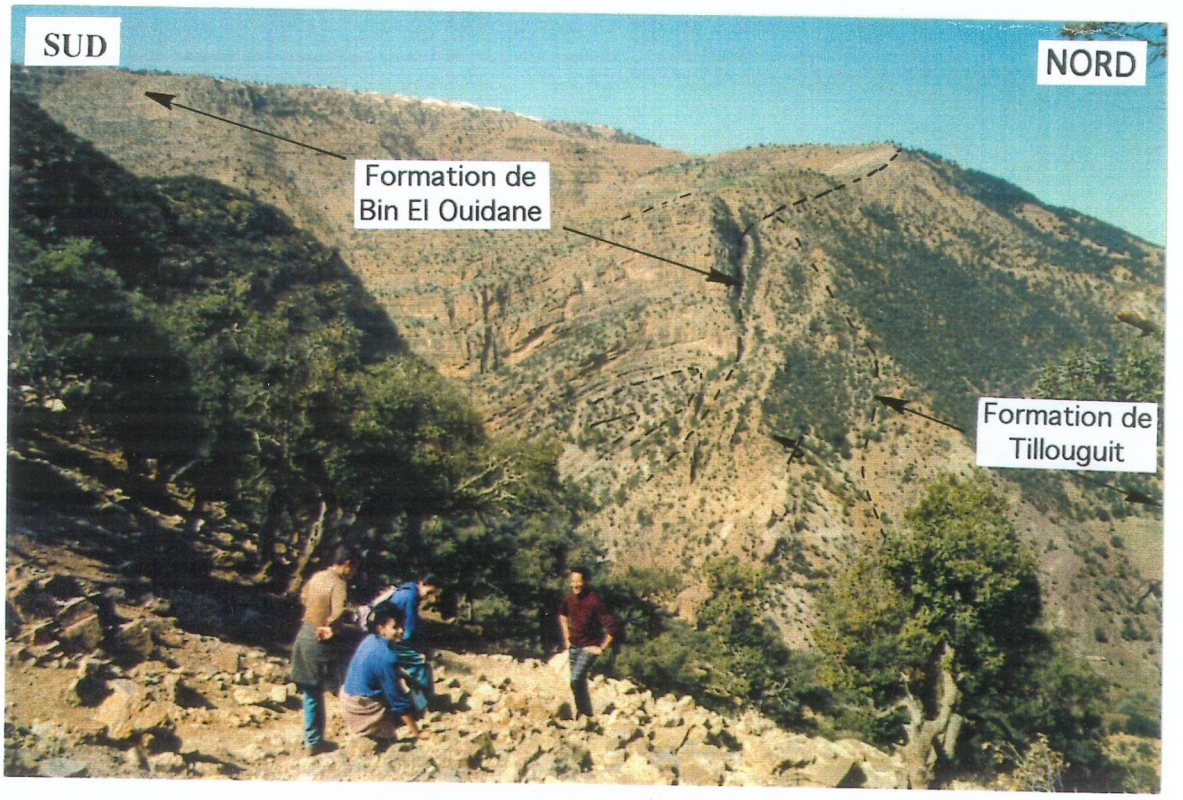
3.5. Tertiaire : compression Nord/Sud et inversion structurale

On sait que la compression initiée au Jurassique supérieur, devient progressivement généralisée dans l'ensemble du domaine atlasique (Laville, 1985 et 1987) à partir du Crétacé supérieur. Cette dernière peut donner naissance à de nouveaux accidents. On note néanmoins la réactivation des zones de faiblesse déjà présentes durant le Jurassique. Comme exemple on peut citer la zone de décrochement sénestre régional EW au Sud de la Cathédrale, qui sera repris en chevauchement durant la phase de serrage néogène nord-sud. Les conglomérats du Rocher de la Cathédrale (**planche XIV**) demeurés sub-horizontaux au Nord, sont ainsi redressés au Sud sous la série jurassique chevauchante plus méridionale.

Par ailleurs les serrages néogènes conduisent à l'accentuation du



Rocher de la Cathédrale, noter l'horizontalité de la série conglomératique néogène en avant du front chevauchant plus méridional (à gauche)



Contact anormal entre les séries du Bajocien inférieur (formation de Bin El Ouidane) et celles du Bajocien supérieur (formation de Tillouguit).
Prolongement de l'accident de la Cathédrale vers l'Ouest.

décollement de la couverture jurassique qui apparait ainsi relativement indépendante par rapport au socle sous-jacent.

On peut donc considérer que la structuration de la région s'est effectuée par transtension sénestre W-E au cours du Jurassique inférieur et moyen et que les phases ultérieures en compression ont utilisé ces structures héritées.

CONCLUSION GENERALE

Etablie au coeur du Haut Atlas central marocain, la ride de Talmest-Tazoult présente à l'affleurement une série plissée s'étageant du Trias au Néogène. L'étude du Jurassique inclus dans cette succession débouche sur de nouveaux résultats dans les domaines ci-après (**figure 45**) :

1 - Lithologie et biostratigraphie

L'analyse des neuf coupes réalisées aux abords de la ride de Talmest-Tazoult, permet de retrouver les huit formations de la série jurassique connues dans la région. Ces dernières s'étagent du Lias inférieur au Bajocien inférieur. L'étude des faciès reconnus nous permet de subdiviser la série sédimentaire en **trois grands ensembles** successifs :

- les **carbonates inférieurs et brèches** du Pliensbachien
- les **terrigènes intermédiaires** du Domérien sup.?-Aalénien *pro-parte*
- les **carbonates supérieurs** de l'Aalénien *pro-parte* et du Bajocien.

Les calages stratigraphiques, conformes aux données de la carte de Zawyat Ahançal (Jossen, 1988), sont établis à partir des associations de foraminifères, d'algues et de brachiopodes. Les corrélations entre les séries analysées sont d'une manière générale assez aisées. En effet, pour les carbonates inférieurs, les brèches intercalées de la formation de Talmest-Tazoult constituent en tout point un horizon repère limitant, à la base, des calcaires massifs de plate-forme externe (formation de Jbel Choucht) et au sommet des calcaires finement lités, à foraminifères benthiques, de plate-forme à dominance de milieux inter à subtidaux (formation d'Aganane).

L'analyse stratigraphique et sédimentologique confirme la **forte accélération** de la sédimentation au cours du **Lias moyen-supérieur**, en liaison avec l'individualisation des **deux bassins** d'Amezraï et de la Cathédrale, installés sur l'ancienne plate-forme liasique. L'évolution latérale des terrigènes intermédiaires (formation d'Amezraï) est basée sur la constance des faciès indiquant un environnement de plaine deltaïque et sur les associations de brachiopodes.

Les puissances considérables des sédiments du Lias supérieur et leurs faciès terrigènes de faible bathymétrie témoignent d'une **subsidence très active**, accompagnée d'un taux de sédimentation élevé.

Une nouvelle transgression au passage Aalénien Bajocien fait disparaître les niveaux gréseux et marneux. La sédimentation est dès lors carbonatée

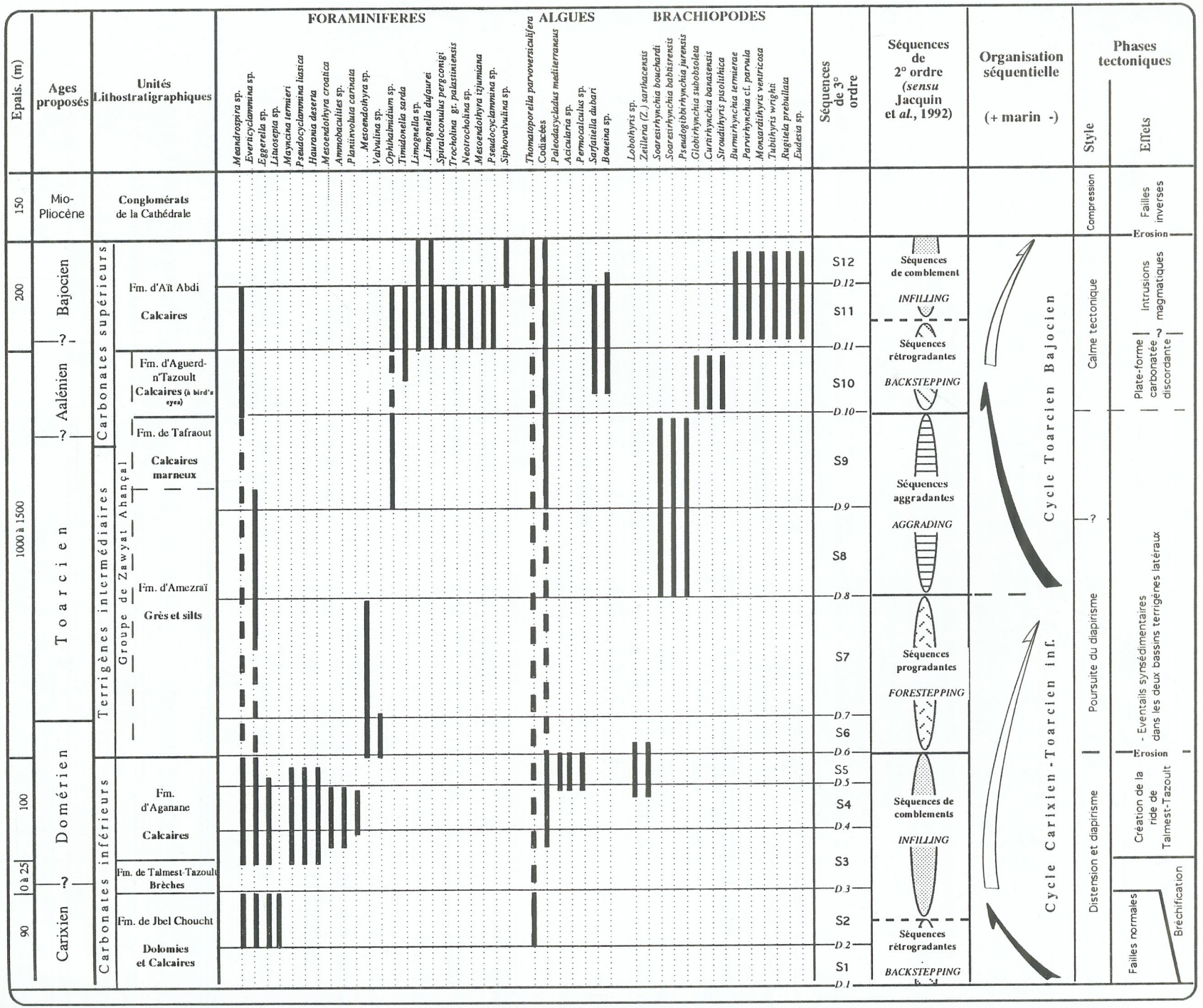


figure 45 :

Lithostratigraphie,

biostratigraphie,

stratigraphie séquentielle et

évenements tectoniques

dans le Jurassique

de la région de

Talmest-Tazoult

(carbonates supérieurs des formations d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi).

La faune récoltée (foraminifères, algues et brachiopodes) permet de :

- **confirmer** l'âge pliensbachien pour la formation d'**Aganane**. Ces résultats sont conformes aux attributions de Jossen (1988).

- **préciser** l'âge de la série d'**Amezraï**, réputée toarcienne. En effet, cette dernière appartient encore au Pliensbachien comme l'atteste la présence des brachiopodes *Lobothyris* sp. et *Zeilleria (Zeilleria) sarthacensis* de la zone à Margaritatus.

- **dater** par les brachiopodes le récif d'**Ait Allal** ainsi que la partie élevée de la formation d'Amezraï et les calcaires de Tafraout, sus-jacents, du Toarcien inférieur.

- **préciser**, par les foraminifères, les algues et les brachiopodes, l'âge aalénien de la partie basale des **carbonates supérieurs** (formation d'Aguerd n'Tazoult) et l'âge bajocien inférieur de la formation d'Ait Abdi.

2 - Organisation séquentielle

La Stratigraphie Séquentielle nous conduit à définir et interpréter les cortèges sédimentaires et les discontinuités qui les séparent. La géométrie de ces dépôts constitue en effet une réponse aux variations d'espace disponible. Cette dernière se révèle en realité tributaire des modifications d'ordres tectonique et eustatique.

Ainsi la série jurassique de Talmest-Tazoult a été subdivisée en **douze séquences** (S1 à S12) de troisième ordre s'échelonnant du Pliensbachien au Bajocien. Ce découpage met en évidence :

- une série inférieure, comprenant les formations de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane. Cette série est organisée en cinq séquences de troisième ordre, S1 à S5, au sein desquelles se succèdent un prisme de bas niveau marin pluridécamétrique, un cortège transgressif très réduit et un prisme de haut niveau marin décamétrique.

- une unité moyenne, très épaisse, qui comprend les formations essentiellement gréseuses, silteuses et marneuses, puis calcaires d'Amezraï et Tafraout. L'ensemble comprend quatre séquences (S6 à S9) comportant chacune un prisme de bas niveau marin très développé, un cortège transgressif réduit et un prisme de haut niveau marin peu épais est parfois érodé à son sommet.

- une barre calcaire englobant la totalité des formations d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi. Cette dernière a été subdivisée en trois séquences de troisième ordre (S10, S11 et S12) qui se composent de prismes de bas niveau marin peu développés, de cortèges transgressifs réduits et de prismes de haut niveau marin épais.

Ces séquences ont par ailleurs été regroupé en **deux cycles** de deuxième ordre, transgression-régression, couvrant respectivement les intervalles Pliensbachien-Toarcien et Toarcien-Bajocien.

- La phase transgressive du premier cycle comprend les séquences S1 et S2 qui témoignent de l'installation d'une plate-forme carbonatée, ouverte, au-dessus des dépôts évaporitiques du Trias.

- La phase transgressive du deuxième cycle est amorcée au Toarcien et se poursuit au cours de l'Aalénien.

3 - Evolution géodynamique

Nous avons tenté de dégager les différents stades d'évolution du bassin de Zawyat Ahançal, en intégrant nos résultats dans le schéma général d'évolution du rift haut atlasique central. L'accent a notamment été mis sur la part et le rôle du diapirisme dans la structuration de la ride de Talmest-Tazoult au Jurassique.

Trois étapes essentielles dans l'évolution jurassique sont ainsi à distinguer:

- Pliensbachien : **dislocation de la plate-forme du Lias inférieur.**

Durant cette période, la transtension sénestre W-E a affecté la plate-forme liasique carbonatée, et induit l'individualisation d'une mosaïque de Blocs avec diapirisme associé.

L'évolution des faciès traduit le passage d'un milieu infralittoral ouvert à un milieu plus restreint. Les brèches de Talmest-Tazoult indiqueraient, au passage Carixien-Domérien, l'amorce d'une dynamique de blocs en distension avec basculements, érosion et diapirisme des matériaux triasiques au droit d'une faille crustale active, orientée NE-SW.

- Domérien supérieur-Toarcien : **individualisation des bassins d'Amezraï et de la Cathédrale.**

L'accentuation de la distension dans le rift atlasique conduit à la mise en place de la ride diapirique de Talmest-Tazoult. Latéralement apparaissent deux dépressions, celle d'Amezraï et de la Cathédrale, fortement subsidentes et comblées de sédiments essentiellement terrigènes. Les dépôts ont enregistré la

poursuite de la montée de la voûte anticlinale. La discordance progressive observée au-dessus de la plate-forme liasique carbonatée et la fréquence des dépôts gravitaires témoignent de la présence de pentes aux abords de la structure anticlinale.

- Aalénien-Bathonien : **comblement et inversion structurale**

Le passage du Lias supérieur au Dogger se marque par le retour graduel d'une sédimentation carbonatée généralisée. Les calcaires, dont les faciès traduisent la mise en place d'une plate-forme ouverte (Aalénien) puis restreinte (Bajocien), débordent les terrigènes toarciens pour recouvrir à l'horizontale les divers termes de la série liasique sous-jacente.

Il convient par ailleurs de souligner le rôle fondamental de la mise en place du dispositif lié à la distension (transtension) jurassique sur l'évolution structurale ultérieure en compression (transpression). L'inversion structurale s'est ainsi traduite par l'implantation de l'anticlinal de Talmest-Tazoult et des synclinaux d'Amezraï et de la Cathédrale respectivement de la ride diapirique et sur ses synclinaux de compensation latéraux.

BIBLIOGRAPHIE

ALMERAS, Y. (1993). The Liassic brachiopod zones of the Middle-Atlas, Morocco. Comparison with the French North Tethyan zonation. *Newsl. Stratigr.*, Stuttgart, *29*, 3, p. 125-136.

ALMERAS Y. et PEYBERNES B. (1979) - Les Brachiopodes du Dogger des Pyrénées Navarro-Languedociennes. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n 76, p. 23-133, 32 fig., 7 pl.

ALMERAS, Y., BOULLIER, A. et LAURIN, B. (1991). Les zones de brachiopodes du Jurassique en France. *Ann. scientif. Univ. Franche-Comté Besançon*, Géol. (4), *10*, (1990), p. 3-30.

ALMERAS Y. et ELMI S. (1993) - Paleogeography, phisiography, palaeoenvironments and brachiopod communities. Example of the Liassic brachiopods in the Western Thetys. *Palaeogeo., Palaeocli., Palaeoeco., Amsterdam*, 100, p. 95-108.

BALLY A.W. (1987) - Atlas of seismic stratigraphy. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Studies in Geology, 27, 1, 125 p.

BARDON C., BOSSERT A., HAMZEY R. et WESTPHAL M. (1978) - Paléomagnétisme des formations volcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Beni Mellal. *Notes Serv. géol.* Maroc, t. 39, n 272, pp. 7-26, 17 fig., 4 tabl.

BAUDELOT S. et CHARRIÈRE A. (1983) - Définition et datation paléontologique (Hettangien inférieur) de la formation de Harira, niveau de décollement sous les formations dolomitiques du Causse moyen-atlasique (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, Sér. II, p. 1807-1812.

BENABBES TAARJI R. K. (1989) - Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique du Jurassique terminal-Néocomien du DiapIr de Tidzi (Essaouira, Maroc) Thèse de 3ème cycle, Univ Cadi Ayyad, Marrakech.

BERAAOUZ El H. et BONIN B. (1993) - Magmatisme alcalin intra-continental en contexte de décrochement : le massif plutonique mésozoïque de Tirrhist, Haut Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 317, II, p. 647-653.

BERAAOUZ El H., PLATEVOET B. et BONIN B. (1994) - Le magmatisme mésozoïque du Haut Atlas (Maroc et l'ouverture de l'Atlantique central. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 318, II, p. 1079-1085.

BERTRAND H. et PRIOTON J.M. (1975) - Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrographique et géochimiques. *Thèse 3ème cycle, Lyon*, 324 p.

BIRON P. E. et COURTINA B. (1982) - Contribution palynologique à la connaissance du Trias du Haut Atlas de Marakech. *Geobios*, Lyon, 15 (2), p. 231-235.

BOSELLINI A. (1972) - Paleoecologia dei calcari a "Lithiotis" (Giurassico inferiore, Prealpi venete). *Riv. Ital. Paeont.*, vol. 78, n 3, p. 441-464.

BOUCHOUATA A., CANEROT J., REY J., SOUHEL A., BEN ABBES TAARJI R.et TAJ EDDINE K. (1991) - Diapirisme et dynamique de la marge ouest-marocaine durant le Jurassique et le Crétacé. *Réunion spécialisée de la Société Géologique de France*, Paris, 14 Oct. p. 14.

BOUCHOUATA A. et CANEROT J. (1992) - Rifting, dynamique de blocs et halocinèse dans l'Atlas marocain : Exemple de la ride de Talmest (Haut Atlas Central), *14° Réunion des Sciences de la terre*, Toulouse, p. 26.

BOUCHOUATA A., CANEROT J., SOUHEL A. et GHARIB A. (1993) - Le rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Haut Atlas central). IV - Dynamique de bloc et diapirisme associé : l'exemple de la ride de Talmest-Tazoult, *I. A. S.* 27-29 Avril, *Marrakech*, p. 78-79, 1 figure.

BOUCHOUATA A., CANÉROT J., SOUHEL A. et ALMERAS Y. (1994) - Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique dans la région de Talmest-Tazoult (Haut Atlas central, Maroc). *C. R. Acad Sci.*, Paris (à paraître)

BOUKADI N., ZARGOUNI F. et RUHLAND M. (1992) - Cinématique et évolution tectonique des failles en "baïonnette" dans l'Atlas de Tunisie : transtension, halocinèse et transpression. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, Sér. II, p. 1755-1760.

BURGESS C. G. and LEE C. W. (1978) - The development of a lower jurassic carbonate tidal flat, central High Atlas, Morocco. 1 : Sedimentary History. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 48, n 3, p. 777-794.

CANEROT J. (1990) - Diapirism and geodynamic evolution of the western Pyrenees (France), Eastern Iberids (Spain) and Western Atlas (Morocco) wrench faulted margins. Comparison with the Iranian models. *Symposium on diapirism with special reference to Iran*, Bandarabbas, Vol. 2, p. 81-93.

CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J. et THIEULOY J.P. (1986). - Comparative study of the lower and mid-Cretaceous sequences on different maghrebian shelves and basins. Place in the evolution of the North African Atlantic and Neo-tethysian margins. *Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimatology*, vol. 55, p. 213-232, 6 fig.

CANEROT J. et LENOBLE J.-L. (1988) - Stratigraphie séquentielle au passage Aptien-Albien dans les Pyrénées occidentales, exemples du Lichançimendy et d'Arudy. *Strata*, Sér. 1, vol. 4, p. 131-135, 3 fig.

CANEROT J. et LENOBLE J.-L. (1991) - Diapirisme sur une marge en distension, puis en décrochement (Exemple des pyrénées occidentales françaises). *Publi. sp.* n 13 de l'association des sédimentologiques français. 125 p.

CANEROT J., LENOBLE J.-L. et VILLIEN A. (1989) - Stratigraphie Séquentielle et discontinuités sédimentaires. Exemples ouest-Pyrénéen (géologie superficielle) et sud-Aquitain (géologie de sub-surface). *Srata*, Sér. 1, vol. 5, p. 13-16, 2 fig.

CANEROT J., SOUHEL A., BOUCHOUATA A., CHAFIKI D., EL HARIRI K, et GHARIB A. (1993) - Le rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Haut Atlas central). I - Cadre géodynamique et structural. *I. A. S.*, 27-29 Avril, Marrakech, p. 88-89, 1 figure.

CANEROT J., PEYBERNES P., SOUHEL A., ALMERAS Y. et BOUCHOUATA A (1994) - Stratigraphie Séquentielle du Jurassique de la ride de Talmest-Tazoult (Haut Atlas central, Maroc). *Strata*, Sér. 1, vol. 6, p. 81-82, 2 fig.

CHAFIKI D., SOUHEL A. et EL HARIRI K. (1993) - Le rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Haut Atlas central). II - Dynamique sédimentaire à l'articulation plate-forme-bassin : le Lias de la région de Beni Mellal. *I. A. S.*, 27-29 Avril, Marrakech, p. 92.

CHEVREMENT P. (1975) - Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tasraft et leurs indices métallifères dans leur cadre géologique (Haut-Atlas central, Maroc) *Thèse Doct. Ing.* Univ. Claude Bernard Lyon I, 209, p. 1-148.

CHOUBERT G. et FAURE MURET. (1960-62) - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, Livre Mém. P. FALLOT, t. 1, p. 447-527.

CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1952) - Géologie du Maroc, 1ère partie : Aperçu structural. *Notes et mémoires service géologique*, Maroc, n 100, p. 9-73.

CONTINI D., MOUTERDE R. et RIOULT M. (1991) - Réactualisation des échelles d'Ammonites. Groupe français d'Etude du Jurassique, L'Aalénien. *3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers*, p. 128.

COUSMINER H. L. & MANSPEIZER W. (1976) - Triasic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of Pangea as middle Carnian. *Science*, 191.

CRAMEZ C. (1990) - Glossaire de Stratigraphie Séquentielle. Anglais-Français. *Revue de l'I.F.P.*, vol. 45, n 3, p. 435-453.

DARDEAU G. et de GRACIANSKY P. Ch. (1990) - Halocinèse et rifting tethysien dans les Alpes-maritimes (France). *Bull. C.R.E.P. Elf Aquitaine*, vol. 14, n 2, p. 443-464.

DOMMERGUES J.L., MEISTER C. et MOUTERDE R. (1991) - Réactualisation des échelles d'Ammonites. Groupe français d'Etude du Jurassique, Le Pleinsbachien. *3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers*, p. 126.

DRESNAY R. du (1971) - Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 13, p. 46-56.

DRESNAY R. du (1972) - Les phénomènes de bordures de constructions carbonatées du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p. 535-537.

DRESNAY R. du (1974) - Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate-forme des Hauts plateaux (Maroc oriental) pendant le Bajocien. *In* : Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967, Mém. *B. R. G. M.*, n 75, p. 147-161, 5 fig., Orléans.

DRESNAY R. du (1975) - Influence de l'héritage structural tardi-Hércynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas (Maroc), 9ème *Congr. Interne Sédim.* , Nice, publ. Sédim. Juillet, thème 4, p. 103-108.

DRESNAY R. du (1976) - Les structures en "Tipie" liées aux faciès carbonatés intertidaux et supratidaux du Lias inférieur, dans le domaine des chaines atlasiques du Maroc. *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 282, série d, p. 2059-2062, 1 figure.

DRESNAY R. du (1977) - Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaines atlasiques du Maroc. *In* : "2ème symp. intern. coraux récifs coral. fossiles", Paris, *Mém. B. R. G. M.*, n 89, p. 296-312, 8 fig., 4 pl.

DRESNAY R. du (1979) - Sédiments jurassiques du domaine des chaines atlasiques du Maroc. Symposium "Sedimentation jurassique W européen *A. S. F. Publication* spéciale n°:1.

DUBAR G. (1960-62) - Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). *M. ser Soc. géol. Fr.* (Livre Jubil. P. FALLOT), t. 1, p. 529-544, 3 fig.

DUBAR G ET MOUTERDE R. (1978) - L'Aalénien et le Toarcien terminal du Haut Atlas. Esquise palèogéographique. *Bull. Soc. géol.* France, (7), t. XX, n 2, p. 169-178.

DUFFAUD F., BRUN L. ET PLAUCHUT B. (1966) - Le bassin du sud ouest marocain. *In* REYRE D. : Bassins sédimentaires du littoral africains, première partie, p. 5-12, Paris.

DUNHAN R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks : according to depositionnal texture. *In* Classification of Carbonate rocks, Symposium, *A. A. P. G.*, 1, p. 108-121.

DUTUIT J. M. (1964) - Découverte de gisements fossilifères dans le Trias du couloir d'Argana. *C. R. Ac. Sc.* Paris, t. 258, n 4, p. 1258-1287, 1 figure.

DUTUIT J. M. (1966) - Apport des découvertes de vertébrés et la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc). *Notes sérv. géol.* Maroc, 26, 188, p. 29-31.

DUTUIT J. M. (1966-67). Gisements de vertébrés triasiques de l'Atlas marocain. *Colloque int.* Centre Nat. Rech. Sci., 163, problèmes actuels de Paléontologioe (Evolution des Vertébrés), Paris, Juin 1966, *publi.* 1967, p. 427-428.

Elf-AQUITAINE (1975 a) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 - Eléments d'analyses. *Centres de recherches de Boussens et de Pau.* 173 pages.

Elf-AQUITAINE (1975 b) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2 - Eléments d'interprétations. *Centres de recherches de Boussens et de Pau*. 231 pages.

EL HARIRI K., DOMMERGUES J. L., SOUHEL A. et CHAFIKI D. (1993) - Le rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Haut Atlas central). III - Associations fauniques et oscillation marines dans les bassins liasiques septentrionaux. *I. A. S.*, 27-29 Avril, Marrakech, p. 132.

ELMI S., GABILLY G., MOUTERDE R. et RULLEAU L. (1991) - Réactualisation des échelles d'Ammonites. Groupe français d'Etude du Jurassique, Le Toarcien. *3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Poitiers, p. 127.

ETTACHFINI El M. (1992) - Le Vraconien, Cénomanien et Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas occidental, Maroc) : analyse lithologique, biostratigraphique et sédimentologique, stratigraphie séquentielle. *Strata*, série 2, Vol. 18, p. 1-247, 87 fig., 28 pl.

FEDAN B., LAVILLE E. et EL MEZGUELDI A. (1989) - Le bassin jurassique du Moyan Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochement. *Bull. Soc. géol. France,* (8), V., 6, pp 1123-1136.

FIECHTNER L., FRIEDDRICHSEN H. et HAMMERSCHMIDT K. (1992) - Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeïtes from Central Morocco. *Geol. Rundsch.* 81, p. 45-62.

FOLK R. L. (1959) - Pratical Petrographic classification of limestones. *A. A. P. G.*, Bull. 43, 1, p. 1-38.

FÜRST M. (1990) - Strike-slip faults and diapirism of the south-eastern Zagros ranges. *Symposium on diapirism with special reference to Iran*, Bandarabbas, Vol. 2, p. 149-181.

GHARIB A. (1989) - Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique des formations hauteriviennes entre Imi N'Tanout et Smimou (Haut Atlas occidental, Maroc. *Thèse de troisième cycle*, Marrakech, 178 p.

GHARIB A, SOUHEL A., CANEROT J. et BOUCHOUATA A. (1993) - Le rift atlasique sur la transversale de Beni Mellal (Haut Atlas central). V - Tectonique et sédimentation jurassiques sur la faille Nord-atlasique. *I. A. S.*, 27-29 Avril, Marrakech, p. 171.

GRATIER J. P. (1975) - Etude des relations entre la déformation naturelle des roches et la minéralisation dans la région de Naour (Atlas Central). *Rapport B. R. P. M.*, class. 432, doss. : GA1-59, n 10, 22 p.

GRATIER J. P. (1976) - Les déformations ante et post Crétacé dans la région de Ouaouizaght et Taguelft et leurs liasons avec les minéralisations dans les secteurs miniers de Tannsrift et Tabaroucht. *Rapport SOMEMIC. Inédi*t, 34 pages plus annexes, 9 fig.

GRATIER J. P. (1981) - Caractères des déformations successives dans l'Atlas de Beni Mellal (Haut Atlas marocain). *Notes Serv. Géol.* Maroc, t. 42, n 308, pp. 195-212.

GRATIER J. P. et SUBRA A. (1976) - Structures géologiques et minéralisations du Jbel Aouam - Mise au point d'un modèle - Quelques idées nouvelles sur l'exploration du champ filonien. *Rapport interne*, Société minière du Jbel Aouam, n 10 065/G, 10 p., 10 fig.

HAILWOOD E.A. and MITCHELL J.G. (1971) - Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24, p. 351-364.

HALLAM A. (1967a). - The depth significance of shales with bituminous laminae. *Marine geology*, 5/6, 329-332.

HALLAM A. (1967b). - An environmental study of the upper Domerian and Lower Toarcian in Britain *Phil. trans. Roy. Soc. London*, 778 (252), 393-445, 17 fig., 1 pl., 4 tab.

HAQ B.U. (1990) - Sequence stratigraphy and sea-level change. *I. A. S.* special publication (in press)

HAQ B., HARDENBOL J. and VAIL P. R. (1988) - Mesozoïc and Cenozoic chronostratigraphy and sea level change. *In* "Sea level : an integrated approach" Soc. Econ. Paleonto. Mineral., Tulsa, Publ. Sp. n°: 42, p. 71-108.

HINZ K, DOSTMANN H. and TRITSCH J. (1982) - The continental margin of Morocco: Seismic Sequences: Structural elements and Geological Development. *In* Geology of the Northwest African Continental Margin: U. Von RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIM and E. SEIBOLD, E. D., *Springer - Verlag*, 34 - 60.

HOTTINGER L. (1967) - Foraminifères impèrforés du mésozoïque marocain. *Notes et mémoires du service géologique* Maroc, n 209, 162 pages, 61 figures, 20 pl.

HUON S., CORNEE J. J., PIQUE A., RAIS N., CLAUER N., LIEWIG N. et ZAHIANE R. (1993) - Mise en évidence au Maroc d'évenements thérmiques d'âge triasico-liasiques liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. Géol. France*, 164, n 2, p. 165-176.

JACOBSHAGEN V., BREDER R., HAUPTMAN M., HEINTZ W and ZYLCA R. (1988) - Structure and post-Paleozoic evolution of the central High Atlas. Lect. Notes in Earth Sciences, *Spring Verlag Ed.* Berlin, vol. 15, p. 245-271.

JANSA L. F. and WIEDMAN J. (1982) - Mesozoic, Cenozoic, Development of the Eastern Nord American and Nrthwest African Continental Margins : A Comparison. *In* : Geology of the Northwest African Continental Margin : U. Von Rad ; K. HINZ, M SANTHEIM and E. SEIBOLD, E. D., *Spring-Verlag*, p. 216-269.

JAQUIN T., GARCIA J.-P., PONSOT C., THIERRY J. et VAIL P. R. (1992) - Séquences de dépôts et cycles régressifs-transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C. r. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, Série II, p. 353-362.

JENKYNS H. C. (1988) - The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. J. Sci.*, 288, 101-151.

JENNY J. (1983) : Les décrochements de l'Altas de Demnat (Haut-Atlas cental, Maroc): Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Eclogae géol. Helv.* vol. 76, 1 p. 243 - 251.

JENNY J. (1984) : Dynamique de phase tectonique synsédiemtnaire du Jurassique moyen dans le haut-Atlas central (maroc). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 77, n 1, p. 143-152, 3 fig.

JENNY J. (1985) : carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal. Notes et Mém. Serv. geol. Maroc, rabat, n 339.

JENNY J. (1988) : Mémoire explicatif de la carte géololgique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal (haut-Atlas central). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n 339 bis, 104p., 47 fig.

JENNY J., LE MARREC A. & MONBARON M. (1981) : Les Couches rouges du Jurassque Moyen du haut-atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. Soc. Géo. France*, (7), t. XXIII, n 6, p. 627-639, 6 fig.

JENYON M.K.(1985) - Some consequences of faulting in the presence of a salt rock interval. *Journal of Petrolium Geology*, vol 9, p. 25-52.

JENYON M.K.(1986) - Fault-associeted salt flow and mass movements. J. Geol. Soc., London, 142, 497.

JEREMINE E.et MARCAIS J. (1952) -, La région volcanique des Beni Bou Yahi (Avant Pays du Rif oriental). *In* : Livre-mémoire P. FALLOT, *Mém, h. sér. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 341-446.

JOSSEN J. A. (1988) - Carte géologique de Zawyat Ahançal, 1/100 000. *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n°: 355.

KULKE H. (1978) - Tektonic und Petrographie einer Salinaformation am Beispiel der Trias des Atlas-Systems (NW-Afrika). *Geotect. Forsch.*, Stuttgart, 55, p. 1-158.

LENOBLE J.L. (1993) - Halocinèse. Rapport *innédit* sur le diapirisme dans le monde, p. 1-45, 22 fig.

LAVILLE E. (1975) - Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). *Thèse 3ème cycle*, Montpellier, 94 p.

LAVILLE E. (1978) - Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XX, n 3, p. 329-337.

LAVILLE E. (1981) - Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIII, n 3, p. 303-312.

LAVILLE E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : Modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse d'Etat* U. S. T. L. , Montpellier, 166 pages + annexes, 79 figures.

LAVILLE E., LESAGE J.-L. et SEGURET M. (1977) - Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XIX, n :3, p. 527-539.

LAVILLE E. et HARMAND C. (1982) - Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) : un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs "anorogéniques" liés à des décrochements. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIV, n°:2, p. 213-227.

LAVILLE E. et PETIT J. P. (1984) - Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triasic basins. *Geology*, v. 12, p. 424-427.

LAVILLE E. & FEDAN (1989) : Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Strasbourg*, Mém. 84. vol. 2, p. 3-28, 12 fig.

LAVILLE E. et PIQUÉ A. (1991) - La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hércyniennes.. *Bull. Soc. Géol.* France, (7), t. 162, n° :6, p. 1161-1171.

LAVILLE E. et PIQUÉ A. (1992) - Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco) : a tectonic model. Structural and Orogenic inversions. *Geologische Rundschau 81/1*, Stuttgart, p. 157-170.

LEMARREC A. et TAUGOURDEAU-LANZ J. (1983) - Nouvelles datations palynologiques du Trias supérieur du Haut Atlas de Demnat (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, Sér. II, p. 615-620.

LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire ; les séries marines. *Masson* (Ed.), Paris, 722 p.

LORENZ J.C. (1988) - Synthesis of late Paleozoic and Triassic Redbed Sedimentarion in Morocco. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 15, V.h. *Jacobshagen (Ed.)*, VI,p. 138-168.

MANN P., HEMPTON M. R., BRADLEY D. C. and BURKE K. (1983) - Development of pull-apart basins. *Jour. Geology*, v. 91, p. 529-554.

MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONIER P. (1972) - Major strike slip fault of late Hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, p. 160-162.

MATTAUER M., TAPPONIER P. et PROUST Fr. (1977) - Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n°: 3, p. 521-526.

MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. et HAMZEY R. (1975) - Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésetien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 24, p. 363-368.

MICHARD A. (1976) - Eléments de Géologie marocaine. *Notes et mémoires du sérvice géologique* (Maroc), n 252, 422 pages, 221 figures, 8 tableau, 6 planches, 2 cartes structurales.

MITCHUM R.M. and THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 2 : The depositional sequence as a basic unit for stratigraphical analysis. *In* : PAYTON C.E. (ed.) : Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mém. 26, p. 53-62.

MONBARON M. (1980) : Le magmatisme basique de la région de Tagalft, dans son contexte géologique (Haut-Atlas central Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, ser. D,p. 1337-1340.

MONBARON M. (1982) - Précisions sur la chronologie de la tectogénèse atlasique : exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 294, sér. II, n 14, p. 883-886.

MONBARON M. (1985) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Beni Mellal. *Notes et mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n° 341.

MONBARON M. & JUST E. (1980) : Les roches magmatiques basiques de la région de Taghleft (haut-Atlas central) : Relations spatiales et génétiques. Mines, Géol. et Energie n° 48, Rabat, pp. 45 - 50.

MORET L. (1931) - Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes et mémoires*, service des mines et de la carte géologique, Maroc, p. 1-262, 38 fig. 23 pl. hors texte.

MORIN P. (1965) : Bibliographie analytique des Sciences de la Terre : Maroc et régions limitrophes (depuis le début des recherches géologiques à 1964). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n° 182, t.1 : p. 1-824, t. 2 : p. 825-1724.

MORIN P. (1970) : Bibliographie analytique des Sciences de la Terre : Maroc et régions limitrophes (1965-1969). *Notes et Mém. Serv. Géol.* Maroc, Rabat, n° 212, p. 407.

PERTHUISOT V (1985) - Seuils et hauts-fonds induits entretenus par diapirisme : exemple actuels et anciens. *Bull. Section Science*, Minist. Educ. Nat., t. IX Géologie, p. 129-139.

PERTHUISOT V., ROUVIER H. et SMATI A. (1988) - Style et importance des déformations antévraconiennes dans le Maghreb oriental : exemple du diapir de Jbel Slata (Tunisie centrale). *Bull. Soc. géol., France*, (8), t. IV, n 3, pp. 391-398.

PERTHUISOT V. et ROUVIER H. (1992) - Les diapirs du Maghreb central et oriental : des appareils variés résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, n°: 6, pp. 751-760.

PETIT J.P. (1976) - La zone de décrochement du Tizi N'Test (Maroc et son fonctionnement depuis le Carbonifère. *Thèse* 3ème cycle. Montpellier.

PIQUE A. et LAVILLE E. (1993) - Les séries triasiques du Maroc, marqueurs de rifting atlantique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 317, (II), p. 1215-1220.

PROUST F., PETIT J.P. et TAPPONNIER P. (1977) - L'accident du Tizi N'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n 3, p. 541-551.

REY J. (1983) - Biostratigraphie et Lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et application. *Ed. Technip*, 181 pages, 107 figures, 10 tableaux.

REY J. (1993) - La Stratigraphie Séquentielle : concepts, problèmes, perspectives. Mem. sp. *"3rd International. Symposium. Juras. Strat.", Géobios.* (sous presse).

REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989). - Stratigraphie séquentielle et corrélations eustatiques : une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemples d'application dans le Mésozoique du Haut-Atlas. *Sciences Géologiques,* mém. 84, p. 47-60, 6 fig.

REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989). - Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé : leur enregistrement sédimentaire dans le bassin du Haha (Haut-Atlas occidental, Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 308, série II, p. 101-106, 3 fig.

RIBA O. (1976) - Tectogénèse et sédimentation, deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. B. R. G. M.*, Orléans, sér. II, sect. I, n 4, p. 383-401.

RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.-M. et VAIL P.-R. - (1991) - Outcrop Sequence Stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Soc., Nat., Elf-Aquitaine* (Production). n 15, p. 101-194, 9pl., 39 fig.

ROCH E. (1939) : Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Géol.* Maroc. n 51.

ROCH E. (1950) : Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Sev. géol.* Maroc, Rabat, n 80, 440p., 77fig., 22 pl. h.t.

RODGERS D. A. (1980) - Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon stike -slip faults. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment,* 4, 27-41.

ROUSSELLE, L., 1973. Le genre *Pseudogibbirhynchia* (Rhynchonellacea) dans le Toarcien et l'Aalénien inférieur du Haut-Atlas central et oriental. *Notes Serv. géol. Maroc*, Rabat, 34, p. 121-133.

ROLLEY J.-P. (1973) - Etude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut Atlas central, Maroc. *Thèse* de troisième cycle Sc., Univ. Grenoble D.

SADKI D. (1992) - Les variations de faciès et de discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut-Atlas central (Maroc) : chronologie, caractérisation, corrélations. *Bull. Soc. géol. France,* t. 163, n°:2, pp. 179-186.

SADKI D. et ALMERAS Y. (1992) - Les Brachiopodes aaléno-bajociens de la région de Rich (Haut Atlas central, Maroc) : implications biostratigraphiques et paléoécologiques. *Cahiers Univ. Catho.* Lyon, sér. Sci., n 5, p. 92-105, 4 fig., 1 pl.

SALVAN H. M. (1974) - Les séries salifères du Trias marocain ; caractères généraux et possibilités d'interprétation. *B. S. G. F.*, (7), XVI, n 6, p.p. 724-731.

SALVAN H. M. (1984) - Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques et paléoclimatologique. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, vol. 25, fasc. 3, p. 187-203.

SARG J.F. (1988) - Carbonate sequence stratigraphy. Sea-level changes. An integreted approach, *S. E. P. M.* Special Publication n° 142.

SCHAER J. P. & PERSOZ Fr. (1976) - Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *B. Soc. géol. Fance,* 7, t. 18, n 5, p. 1239-1250.

SENI et JACKSON (1983) - Evolution of salt structures, East Texas Diapir Province. *A.A.P.G. Bulletin,* v. 67, n 8, p. 1219-1274.

SEPTFONTAINE M. (1981) - Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque : détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Revue de Micropaléont.* Vol. 23, n 3/4, pp. 169-203.

SEPTFONTAINE M. (1984) - Biozonation (à l'aide de Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, vol ; 27, n 3, p. 209-229, 4 fig., 2pl.

SEPTFONTAINE M. (1986) - Milieux de dépôts et Foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 28, n 4, pp. 265-289.

SEUFERT G. - Jurassic sediments and sedimentary tectonics in the Central High Atlas, Morocco. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, 3, p. 375-390, 15 fig., 4 photo.

SITTER L. U. DE (1956) - Strucrural Geology. *Mc. Graw. Hill.*, London, 552 p.

SOUHEL A. (1987) - Dynamique sédimentaire des couches rouges intercalaires (Bathonien-Cenomanien) dans l'Atlas de Beni Mellal. *Srata*, Toulouse, sér. 2, vol. 8, 173 pages, 79 figures, 3 planches.

SOUHEL A., CANEROT J. et ANDREU B. (1986) - Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen-supérieur et le Crétacé inférieur-moyen du synclinal d'Aït Attab (Haiut Atlas central. Maroc). *Rev. Fac. Sc. Marrakech, P. I. C. G.*-U. N. E. S. C. O., n 183, p. 463-476.

SOUHEL A. et CANEROT. J. (1989) - Polarités sédimentaires téthysienne puis atlantique : l'exemple des couches rouges jurassico-crétacées du Haut Atlas central (Maroc). *Sci. Géol.* Srasbourg, mém. 84, vol. 2, 7 pages.

SOUHEL A., CANEROT J., BOUCHOUATA A., CHAFIKI D. et EL HARIRI K. (1993a) - Le rift atlasique sur la transversal de Beni Mellal (Haut Atlas central). VI - Essai de synthèse géodynamique. *I. A. S.*, 27-29 Avril, Marrakech, p. 305-306, 1 figure.

SOUHEL A., GHARIB A., BOUCHOUATA A. et CANEROT J. (1993b) - Jurassic rift deposits in the central High Atlas. Field Trip A4, 24/26 April 93, *I. A. S.*, 27-29, Marrakech, p. 45-75, 17 figures.

STETS J. (1992) - Mid-Jurassic events in the Western High Atlas (Morocco). *Geologische Rundschau*, 81/1, Sttutgart, p. 69-84.

STETS J. & WURSTER (1982) - Atlas and Atlantic- Structural relation. in Geology of the Northwest African Continental Margin. *Springer Verlag (Ed.)*, p. 69-85.

STUDER M. (1987) - Tectonique et Pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas central mésozoïque, Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, t. 43, n°:321, p. 65-197.

SUBRA A. (1970) : Contribution à l'étude métallogénique du Cuivre, étude d'un gisement filonien (Padern) et d'un gisement stratiforme Tanssift). Thèse 3ème cycle, Univ. Toulouse.

SUBRA A. (1977) : Mise en évidence d'une structure géologique favorable à des concentrations cuprifres stratiformes dans le Mésozoique de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, t. 38. n° 268 p. 205-208.

SUBRA A. (1980) : Emersions ante-Crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Beni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, un remplissage paléokarstique cuprifère. *Mines. géol. et Energie*, n 47 Rabat pp. 43-70.

TAJ-EDDINE K., GHARIB A., BENABBES TAARJI R., IBNOUSSINA M., CANEROT J. et REY J. (1989). - Le Néocomien du versant nord du Haut-Atlas occidental : stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. *Sciences Géologiques*, mém. 84, p. 61-69, 6 fig.

TAJ-EDDINE K., AIT TAMAR M., BENABBES TAARJI R., CANEROT J. et REY J. (1993) - Tectogenèse, halocinèse et sédimentation dans un bassin sur marge passive : exemple de l'Atlas Atlantique (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. *14 th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Marrakech*, 1993, p. 316-317.

TAJ-EDDINE K., REY J., WITAM O., ETTACHFINI E.M., ETTACHFINI M. et EL KAMALI N. (1993) - The Mesozoic series of Moroccan Atlantic Passive Margin Basins : sedimentary evolution and sequence stratigraphy. *Field trip Guide book 14 th IAS Regional Meeting of Sedimentology*, p. 181-235.

VAIL P ;R., MITCHUM R.M. and THOPSON S.(1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 3-4. *A. A. P. G.*, Tulsa, Oklahoma, Mem. 26, p. 63-97.

VAIL P. R., HARDENBOL J. and TODD R. G. (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphiy, sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *Mem. Am. assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, mém. 36, p. 129-144.

VAIL P. R., COLIN J.-P., CHENE R. J. du, KUCHLY J. MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n 7, pp. 1301-1321.

WARME J.E. (1988) - Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 15, V.h. *Jacobshagen (Ed.)*, VI,p. 169-199.

WESTPHAL M., MONTIGNY R., THUIZAT R., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. et ROLLEY J.P. (1979) - Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé ; du Maroc. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16, p. 2150-2164.

Liste des figures et planches :

Figures :

1 - Les grandes unités structurales du domaine atlasique.....13

2 - Carte géologique simplifiée, de la région de Beni Mellal-Zawyat Ahançal.....14

3 - Partie "NE" de la carte topographique de Zawyat Ahançal au 1/100 000 montrant les principaux reliefs du secteur étudié.....15

4 - Biozonation du Lias inf. et moy. haut atlasique par les foraminifères imperforés des milieux de lagons (d'après Septfontaine, 1984).....19

5 - Modèles de tectogenèse atlasique proposés par divers auteurs.....22 (d'après Monbaron, 1982a)

6 - Evolution de la chaîne atlasique du Trias au Cénozoïque.....22 (d'après Stets & Wurster, 1982)

7 - Modèle d'évolution géodynamique proposé pendant la période allant du Toarcien au Bajocien (d'après Laville, 1985).....24

8 - Modèle d'évolution géodynamique proposé pendant la période allant du Bajocien au Jurassique sup.(d'après Laville, 1985).....24

9 - Carte géologique simplifiée de la région étudiée.....26 (adaptée de Jossen, 1988)

10 - Légende des colonnes stratigraphiques.....33

11 - Découpage adopté : formations lithologiques ; attributions stratigraphiques.....41

12 - Ages radiométriques des intrusions mésozoïques du domaine atlasique (d'après Laville et Harmand, 1982).....43

13 - Les carbonates et les brèches du Lias moyen (Carixien-Domérien) de Tazoult.....46

14 - Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien d'Ait Allal.....56

15 - Glissement synsédimentaire dans les marnes d'Amezraï.....60

16 - Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien d'Aguerd n'Igli.....66

17 - Lithologie de la série jurassique de Tizi-n M'Barek.....72

18 - La série jurassique de la cluse de Barda.....78

19 - Evolution séquentielle d'un banc de la partie supérieure du terme A.g. 2.....87

20 - La série jurassique de Jbel Choucht.....94

21 - Packstones de la partie médiane du terme J.c.1.....96

22 - Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien de Wahmane.....102

23 - Les terrigènes et les carbonates du Domérien-Bajocien de Timghisine.....108

24 - La série jurassique du flanc nord de la ride de
Talmest-Tazoult, la Cathédrale.....114

25 - Corrélation entre les dépôts des formations de Jbel Choucht,
Talmest-Tazoult et d'Aganane.....120

26 - La discordance progressive "D6" et l'éventail des terrigènes
dans le bassin sud oriental d'Amezraï.....126

27 - Comparaison entre l'évolution du milieu de dépôt à l'échelle
du domaine atlasique et celle de la ride Talmest-Tazoult.....127

28 - Corrélations lithostratigraphiques des formations d'Amezraï,
de Tafraout, d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi dans le bassin nord occidental.....129

29 - Corrélations lithostratigraphiques des formations d'Amezraï,
de Tafraout, d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi dans le bassin sud oriental.....131

30 - La démarche de la Stratigraphie Séquentielle.....137
(d'après Rioult *et al.*, 1991)

31 - Stratigraphie séquentielle la série synthétique du Jurassique
de la ride de Talmest-Tazoult.....139
(d'après Bouchouata *et al.*, 1994)

32 - Ensemble carbonaté inférieur : schéma de corrélations
entre les séquences de dépôt S1 à S5.....141

33 - Stratigraphie séquentielle des formations d'Amezraï et de Tafraout.....152

34 - Corrélations entre les séquences de dépôt S10 à S12
(formations d'Aguerd n'Tazoult et d'Ait Abdi).....161

35 - Essai de comparaison des séquences de la série jurassique
(inf. et moy.) de Talmest-Tazoult avec la charte des cycles
eustatiques de Haq *et al.*, 1987, relevant les problèmes de corrélation.....165

36 - Blocs diagrammes sériés de la ride de Talmest-Tazoult.....171

37 - Evolution des réseaux de failles majeures depuis le Trias.....174

38 - Cartographie des principaux accidents affleurant
entre Jbel Azourki et Tillouguit.....176

39 - Essai de reconstitution des principaux "blocs" crustaux limités
par les accidents majeurs.....176

40 - Coupe structurale de la ride de Talmest-Tazoult.....178
(d'après Bouchouata *et al.*, 1994).

41 - Place des brèches de dissolution-collapse et d'écroulement
gravitaires dans le rift haut atlasique au Domérien.....185
(adapté de J. Canérot, inédit)

42 - A : Mise en place, schématique, de la ride de Talmest-Tazoult.
- B : Age de la minéralisation du gisement de Tazoult.....188

43 - modèle d'ouverture des bassins triasiques marocains.....191
(d'après Laville, 1985).

44 - Evolution géodynamique de la ride de Talmest-Tazoult.....193

45 - Lithostratigraphie, biostratigraphie, stratigraphie séquentielle
et évènements tectoniques dans le Jurassique de la région de Talmest-Tazoult.....204

Planches :

I - Panorama de la terminaison orientale de la ride de Talmest-Tazoult.....35

II - Panorama du versant nord de Jbel Choucht et du bassin nord occidental.....39

III - 1 et 2 : brèches de Talmest-Tazoult.
- 3 et 4 : grands lamellibranches (*Lithiotis* sp. et *Opisoma* sp.).....49

IV - Récif d'Ait Allal et dépôt de chenal de la formation d'Amezraï.....57

V - Panorama de la cluse de Barda.....79

VI - Discontinuité "D1", limite inférieure du terme J.c. 1 :
1 - Barda.
2 - Jbel Choucht.....83

VII - 1 : Discontinuité "D4" à Barda, conglomérats et calcaires
à foraminifères puis stromatholitiques et cailloutis noirs.
- 2 : Sommet des premiers calcaires grainstones du terme A.g. 2.....85

VIII - Evolution séquentielle du premier banc calcaire du terme A.g.3.....89

IX - Vue panoramique des écailles du Lias inf. et moyen dans la gorge de la Cathédrale.....117

X - Vues panoramiques - 1 : de la falaise d'Ifza, centre du bassin sud oriental d'Amezraï
- 2 : de la terminaison occidental du même bassin
(sud de Tizin-M'Barek).....123

XI - Intervalle transgressif de la séquence "S2", flanc nord de la ride.....143

XII - Séquence "S3", flanc nord de la ride de Talmest-Tazoult (Barda).....145

XIII - Prisme de bas niveau marin et intervalle transgressif de la séquence
de dépôt "S8" (Ait Allal).....157

XIV - Rocher de la Cathédrale et prolongement de l'accident de
la Cathédrale vers l'Ouest.....197